F 1578

REFERÁLVA

R

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

SERIA

GEOFIZICĂ

1

TOMUL 6
1968

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMANIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Academician SABBA ȘTEFĂNESCU, **redactor responsabil**; LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, **redactor responsabil adjunct**; Academician G. ATANASIU; Academician TH. V. IONESCU; I. GAVĂȚ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; D. ENESCU,, **secretar științific de redacție.**

La revue „Studii și cercetări de geologie—geofizică—geografie", Seria geofizică, paraît 2 fois par an. Le prix d'un abonnement annuel est de $ 4. —; FF 20 — ; D.M. 16. —.

Toute commande de l'étranger sera adressée à CARTIMEX, Bôite postale 134—135 Bucarest, Roumanie ou à ses représentans à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste, ou chez votre facteur.

Revista apare de două ori pe an.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din intreprinderi și instituții.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa:

București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.

ORSZÁGOS MŰSZAKI KÖNYVTÁR ÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOFIZICĂ

TOMUL 6, Nr. 1 — 1968

SUMAR

	Pag.
D. ENESCU, O metodă de determinare a efectului seismic al exploziilor asupra construcţiilor	3
D. ENESCU, C. RADU, Determinarea efectului seismic al exploziilor din cariera de calcar Pietreni-Bistriţa asupra monumentului istoric Arnota	9
T. IOSIF, Distribuţia epicentrelor cutremurelor adînci din Vrancea şi structura mantalei superioare	23
C. RADU, Calibrarea aparaturii pentru mari deplasări	39
T. IOSIF, S. IOSIF, Spectrele undelor seismice ale cutremurelor adînci din Vrancea	49
C. RADU, Direcţia probabilă a zonei epicentrale Vrancea	61
AL. GRIGORIU, Măsurarea acustică simultană a vîntului, turbulenţei şi temperaturii aerului	75
VALERIA WINTER, MAGDA CAZAN-CORBASCA, Temperatura radiativă — metodă indirectă de analiză a cîmpului radiativ	85
AMULIU PROCA, ANGELA PROCA, Rezultatele obţinute în primii doi ani de executare a măsurătorilor cu gradientometrul în Republica Socialistă România (Zona Săveni-Ripiceni din Platforma Moldovenească)	93
DAN ZORILESCU, Un exemplu de analiză statistică a legăturii existente între parametrii fizici şi geologici ai rocilor	101

NOTE ŞI INFORMAŢII

G. ATANASIU, Despre „Reuniunea de încheiere a lucrărilor IQSY: 17—23 iulie 1967, Londra"	123
ALEXANDRA NICULESCU, Consideraţii asupra legăturii dintre cutremurele intermediare din Vrancea şi fazele lunii	128

MŰSZAKI KÖNYVTÁR

O METODĂ DE DETERMINARE A EFECTULUI SEISMIC AL EXPLOZIILOR ASUPRA CONSTRUCȚIILOR[1)]

DE

D. ENESCU

Centrul de cercetări geofizice București. B-dul Ana Ipătescu nr. 21

În lucrarea [1] am adus unele contribuții la metodica de determinare a efectului seismic al exploziilor prin stabilirea unei relații de trecere de la energia elastică produsă de explozii la scala de magnitudini și intensități dată pentru cutremurele de pămînt naturale, precum și a unei formule cu ajutorul căreia pot fi determinate razele zonelor periculoase din punct de vedere seismic.

Cu ocazia efectuării primei lucrări din țara noastră de determinare pe baze științifice a efectului seismic al exploziilor asupra construcțiilor [2], am mai adus cîteva noi îmbunătățiri și completări sistemului de operații necesare în studiul efectului exploziilor, încît varianta dată în lucrarea [1] capătă acum caracterul unei metode de sine stătătoare.

TEORIA METODEI

Așa după cum s-a arătat în lucrările [1] și [3], pentru calculul energiei produse de explozii sub formă de oscilații elastice se poate folosi formula cunoscută

$$E_{oq} = 2\pi r^2 e^{\alpha r} E_{rq}, \tag{1}$$

unde E_{rq} reprezintă densitatea de energie în punctul de observație aflat la distanța r de sursă, iar α este coeficientul de absorbție a energiei datorită imperfectei elasticități a mediului. Indicele q arată că mărimile E_{oq} și E_{rq} corespund exploziei unei încărcături de q kilograme.

[1)] Metoda a fost acceptată și premiată de Colectivul central de invenții și inovații al Academiei Republicii Socialiste România.

Densitatea de energie E_{rq} este exprimată de relația

$$E_{rq} = \frac{1}{2} \rho V \sum_{i=1}^{n} v_i^2 T_i, \tag{2}$$

în care ρ este densitatea mediului, V viteza de propagare a undelor, v amplitudinea vitezei de oscilație a particulelor, și T perioada oscilației. Cu n s-a notat numărul de perioade ale oscilației înregistrate la distanța r de sursă.

S-a dovedit pe cale experimentală [3] că

$$\sum_{i=1}^{n} v_i^2 T_i \simeq 1{,}25 \; v_{max}^2 \, T, \tag{3}$$

unde $v_{\max}$ este viteza maximă de oscilație, iar T perioada acestei oscilații.

Pentru foarte multe medii s-a stabilit [3] că factorul de absorbție $e^{\alpha r}$ poate fi înlocuit cu raportul r/r_0, unde r_0 este distanța la care unda de șoc produsă de explozie se transformă în undă elastică.

Formula (1) poate fi scrisă deci sub forma următoare :

$$E_{oq} = 4 \rho V \frac{r^3}{r_0} v_{\max}^2 T. \tag{4}$$

Logaritmînd relația (4) și ținîd seama de următoarea formulă stabilită în [4] [2]) :

$$\log E_{oq} = 11{,}8 + 1{,}5 \; M_q, \tag{5}$$

unde M_q este magnitudinea exploziei de încărcătură q, se obține relația

$$M_q = 0{,}67 \; [\log v_{\max}^2 \, T + \log \frac{r^3}{r_0} + \log 4 \, \rho V - 11{,}8]. \tag{6}$$

Cu ajutorul formulei (6) se poate calcula magnitudinea exploziei după ce mărimile $v_{\max}$ și T se determină folosind înregistrările efectuate la orice distanță $r > r_0$. Densitatea ρ și viteza V pot fi evaluate prin procedeele cunoscute. Dificultatea aplicării formulei (6) este reprezentată de necesitatea determinării razei r_0. Evaluarea razei r_0 și folosirea mărimii obținute în determinări conduc la o scădere substanțială a preciziei. Pentru a înlătura acest mare neajuns, am considerat necesară introducerea noțiunii de magnitudine aparentă $M_q^* = M_q + 0{,}67 \log r_0$, adică

$$M_q^* = 0{,}67 \; [\log v_{\max}^2 \, T + 3 \log r + \log 4 \, \rho \, V - 11{,}8]. \tag{7}$$

Dacă valoarea maximă a vitezei de oscilație $v_{\max}$ corespunde unei viteze de oscilație v_0, care exprimă intensitatea cutremurului în grade ale scalei seismice stabilite pentru cutremurele naturale, relația (7), în care se consideră $v_{\max} = v_0$, poate fi scrisă sub forma

$$\log r = \frac{1}{3} \; [1{,}5 \; M_q^* - \log v_0^2 \, T - \log 4 \rho \, V + 11{,}8]. \tag{8}$$

---

[2]) Formula (5) a fost stabilită în lucrarea [4] pentru cutremurele naturale.

Prin măsurători seismice efectuate cu un seismograf de perioadă proprie $T_0 = 0{,}25$ s, s-a arătat [3] că amplitudinea vitezei de oscilație v_0 are următoarele valori în funcție de intensitatea cutremurului exprimată în grade ale scalei seismice :

Intensitatea I (grade)	v_0 (cm/s)
6	1,00—1,82
7	1,91—3,64
8	3,73—7,28
9	7,34—14,56

Substituind în formula (8) aceste valori ale amplitudinii v_0, se poate construi un grafic (de tipul celui din figura 1) al variației intensității I

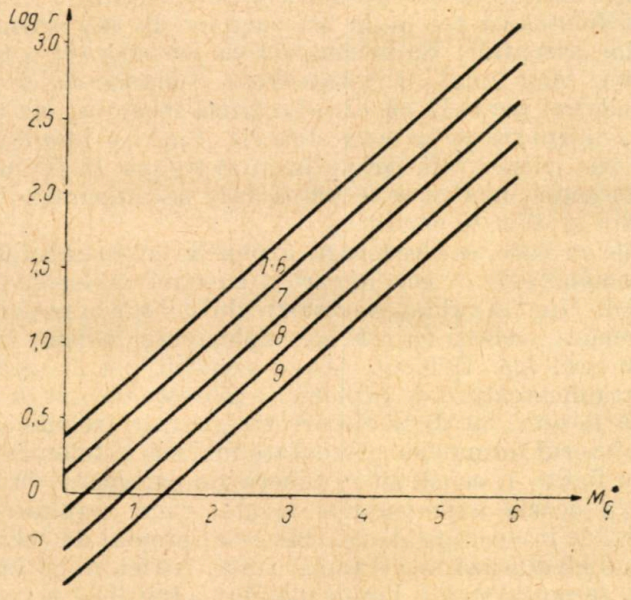


Fig. 1

în funcție de magnitudinea aparentă M_q^* și distanța r. Graficul din figura 1 este calculat pentru anumite valori ale parametrilor V, ρ și T. De aceea, pentru fiecare lucrare de determinare a efectului seismic este necesar să se construiască un grafic de tipul celui din figura 1. Acest grafic servește la determinarea intensității I a exploziilor (exprimată în grade ale scalei seismice) în funcție de magnitudinea aparentă M_q^* (calculată cu ajutorul formulei (7)) și de distanța r.

MODUL DE LUCRU

La aplicarea metodei trebuie să se țină seama în care din următoarele două cazuri ne aflăm în rezolvarea concretă a problemei :

a) stabilirea limitei maxime a greutății încărcăturilor de exploziv nepericuloase pentru construcțiile aflate în apropierea marilor explozii

fără să fie necesară consolidarea lor prin măsuri antiseismice speciale;

b) determinarea razei zonelor periculoase din punct de vedere seismic, în așa fel încît la proiectarea construcțiilor ce urmează să se facă în apropierea marilor explozii să fie posibilă luarea în considerare a viitoarelor oscilații seismice.

Pentru rezolvarea problemei în cazul a) trebuie să se știe mai întîi gradul de intensitate seismică maximă la care construcțiile în cauză nu suferă nici un fel de avarii. Acesta se poate evalua ținînd seama de datele tehnice care au stat la baza executării construcțiilor respective și din cercetarea stării acestor construcții în momentul începerii experiențelor.

La efectuarea măsurătorilor, seismografii trebuie să fie amplasați în punctele cele mai importante ale construcției, puncte care să ofere totodată și condiții optime de recepționare și de înregistrare a undelor. Este necesar să se folosească cel puțin un complet de trei seismografi (unul vertical și doi orizontali). Se recomandă ca seismografii orizontali să fie astfel instalați, încît unul să înregistreze componenta deplasării (sau vitezei de oscilație) paralelă cu direcția sursă-receptor, iar celălalt componenta perpendiculară pe această direcție. Cînd se folosește un număr mai mare de trei seismografi, cel puțin unul trebuie să fie instalat pe sol în afara construcției, pentru a se putea face o comparație între înregistrările obținute în diferite condiții.

Condițiile în care se efectuează exploziile experimentale trebuie să fie cît mai asemănătoare cu cele în care se execută exploziile curente necesare producției. Tipul și calitatea explozivului folosit la experiențe trebuie să fie de asemenea aceleași cu cele ale explozivului utilizat în lucrările de producție din acel loc. Evident, aceste condiții pot fi ușor respectate.

Greutatea încărcăturii de exploziv se mărește treptat de la o explozie experimentală la alta, iar după fiecare înregistrare trebuie să se execute calculele cu ajutorul formulelor prezentate mai sus și folosind un grafic de tipul celui din figura 1, construit în funcție de parametrii fizici ρ, V și T, determinați cu ocazia experiențelor făcute. Cînd rezultatele calculelor arată că gradul de intensitate al exploziei este apropiat de cel maxim admisibil, nu se mai efectuează nici o înregistrare. Astfel, după înregistrarea a 3—4 explozii, se poate stabili limita maximă admisibilă a greutății încărcăturii de exploziv.

Cu ajutorul graficului de tipul celui din figura 1 se poate determina de asemenea variația încărcăturii maxime de exploziv în funcție de distanța dintre locul exploziei și construcții fără să fie necesară efectuarea de experiențe la diferite distanțe. Pentru aceasta, este necesar să se citească pe graficul amintit intensitățile care le-ar avea cele 3—4 explozii, de magnitudini deja determinate, la diferite distanțe r.

Pentru rezolvarea problemei în cazul b) trebuie să se știe mai întîi locul unde urmează să se construiască noile clădiri și instalații din apropierea exploziilor.

La efectuarea măsurătorilor, seismografii trebuie să fie amplasați, pe locul unde urmează să se facă noile clădiri și instalații. Cînd se dispune de un număr mai mare de seismografi, se recomandă să se instaleze 2—3 dintre aceștia în puncte mai apropiate sau mai depărtate de explozii decît locul pe care urmează să se execute construcțiile.

Printre seismografii folosiți trebuie să fie cel puțin un complet de trei componente. Ca și în cazul a), seismografii orizontali trebuie să fie astfel instalați, încît unul să înregistreze componenta paralelă cu direcția sursă-seismograf, iar celălalt componenta perpendiculară pe această direcție. De asemenea calitatea explozivului și condițiile în care se efectuează exploziile experimentale trebuie să fie asemănătoare cu cele în care se execută exploziile curente necesare lucrărilor de producție din acel loc. Nu este necesar ca greutatea încărcăturii de exploziv să fie mărită treptat de la o explozie la alta, ci toate cele 3—4 explozii experimentale trebuie să fie executate cu încărcături a căror greutate să fie egală sau chiar mai mare decît greutatea încărcăturii maxime folosite în lucrările de producție din acel loc. Greutatea încărcăturii maxime în acest caz este condiționată aproape exclusiv de necesitățile producției.

După efectuarea înregistrărilor se execută prelucrarea datelor obținute, folosind formulele prezentate mai sus și un grafic de tipul celui din figura 1. Se determină astfel intensitatea I în locul în care urmează să se construiască noi clădiri și instalații. După ce este cunoscută intensitatea I a exploziilor, constructorii pot folosi la proiectare normativele de calculare și de proiectare ale clădirilor și instalațiilor date pentru cutremurele naturale. Folosirea acestor normative devine posibilă în cazul exploziilor, întrucît metoda dată se bazează pe o relație de trecere de la energia elastică produsă de explozii la scala de magnitudini și de intensități dată pentru cutremurele de pămînt naturale.

AVANTAJELE METODEI

Metoda dată în lucrarea [3] se bazează pe următoarea relație:

$$r = \sqrt[3]{\frac{K^2}{v_0^2 \rho V T}} \cdot \sqrt[3]{q}, \tag{9}$$

în care

$$K = \sqrt{\frac{kQr_o}{1{,}25\pi}}, \tag{10}$$

unde k este un coeficient care reprezintă a cîta parte din energia de explozie se transformă în energie elastică, iar Q reprezintă cantitatea de energie eliberată de 1 kg de exploziv de o anumită calitate.

Întrucît între viteza de oscilație v_0 și intensitatea I exprimată în grade după scala seismică există o relație, cu ajutorul formulei (9) se poate calcula, ca și cu ajutorul relației (8), un grafic care poate servi la determinarea intensității I a exploziilor în funcție de parametrii care intră în această formulă.

Formula (9) pare simplă, însă aplicarea ei este foarte dificilă, întrucît necesită determinarea în prealabil a parametrilor Q, k și r_0. Mărimea Q este cunoscută pentru aproape toți explozivii, însă determinarea mărimilor k și r_0 implică efectuarea a cîtorva zeci de explozii experimentale.

Introducerea noțiunilor de magnitudine și de magnitudine aparentă pentru explozii elimină necesitatea determinării celor trei parametri

Q, k și r_0. De aceea, la aplicarea metodei prezentate mai sus este necesară efectuarea a numai 3—4 explozii experimentale, ceea ce conduce la o mare economie de exploziv.

Efectuarea unui număr mic de înregistrări, ca și prelucrarea acestora, necesită, evident, un număr mai mic de persoane și timp mai puțin pentru lucru.

După cum se știe, pentru relația dintre energie și magnitudine au fost stabilite mai multe formule, majoritatea acestora fiind de forma $\log E = a + b M$. Se poate arăta că, orice valori s-ar admite pentru coeficienții a și b, formulele de mai sus conduc la rezultate identice. Introducerea noțiunilor de magnitudine și de magnitudine aparentă reprezintă numai un artificiu care conduce la eliminarea celor trei parametri Q, k și r_0 din formulele de calcul. Prin urmare, folosirea formulei (5) nu reprezintă o limitare a aplicării metodei numai la cazurile în care sînt valabile valorile coeficienților a și b din această formulă.

În afară de marile avantaje reprezentate de economiile de material explozibil, personal și timp pentru lucru, punerea la punct a acestei metode în țara noastră face posibilă rezolvarea unora dintre principalele probleme ale întreprinderilor care execută lucrări cu explozivi în cariere sau mine în apropierea cărora există sau urmează să se construiască clădiri sau instalații. Rezultatele primei lucrări efectuate folosind metoda prezentată mai sus sînt publicate în lucrarea [2].

Primită la redacție la 4 decmbrie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. D. Enescu, *Contribuții la metodica de determinare a efectului seismic al exploziilor asupra construcțiilor.* St. și cerc. de geol., geofiz. și geogr., seria geofizică, **5**, *1* (1967).
2. D. Enescu, C. Radu, *Determinarea efectului seismic al exploziilor din cariera de calcar Pietreni-Bistrița asupra monumentului istoric Arnota.* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, acest volum p. 9.
3. С. В. Медведев , Г. А. Лямзина, *Сейсмический эффект взрывов на руднике.* Тр. Инст. Физики Земли, *21*, 188 (1962).
4. B. Gutenberg, C. F. Richter, *Magnitude and energy of earthquakes*, Ann. Geophys., Roma, **9**, *1* (1956).

DETERMINAREA EFECTULUI SEISMIC AL EXPLOZIILOR DIN CARIERA DE CALCAR PIETRENI-BISTRIȚA ASUPRA MONUMENTULUI ISTORIC ARNOTA

DE

D. ENESCU și C. RADU

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

După cum se știe [1], [2], în prezent sînt elaborate normative de calculare și de proiectare a clădirilor și instalațiilor ce se pot face în regiunile supuse cutremurelor de pămînt. Parametrii necesari calculării și proiectării construcțiilor sînt dați în aceste normative în funcție de intensitatea cutremurelor de pămînt, exprimată în grade după scala seismică. Folosirea acestor normative în cazul exploziilor devine posibilă dacă se stabilește în prealabil o relație de trecere de la intensitatea oscilațiilor seismice produse de explozii la gradele scalei seismice date pentru cutremurele naturale.

Metoda de determinare a efectului seismic al exploziilor asupra construcțiilor dată în lucrarea [1] se bazează pe o asemenea relație de trecere, însă necesită efectuarea unui volum mare de lucrări experimentale, ceea ce implică un consum mare de exploziv și mult timp pentru prelucrarea datelor de observație.

Metoda elaborată în lucrările [2] și [3] elimină acest mare neajuns, fără ca precizia rezultatelor să fie micșorată. Elementele care fac ca metoda propusă în [3] să fie mult mai rapidă și aplicarea ei mai puțin costisitoare, sînt reprezentate de noțiunile de magnitudine și de magnitudine aparentă a exploziei. Astfel, metoda dată în lucrarea [3] se bazează pe o relație de trecere de la energia elastică produsă de explozii la scala de magnitudini și de intensități dată pentru cutremurele de pămînt naturale și pe o formulă cu ajutorul căreia pot fi determinate razele zonelor periculoase din punct de vedere seismic.

Punerea la punct a acestei metode a făcut posibilă rezolvarea uneia dintre principalele probleme ale întreprinderilor din țară care execută lucrări cu explozivi în cariere sau mine în apropierea cărora există sau urmează să se construiască clădiri și instalații.

O primă cerere de rezolvare a unei asemenea probleme a fost făcută de Întreprinderea minieră Rîmnicu-Vîlcea. Această întreprindere a cerut

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 6, NR. 1, P. 9–21, BUCUREȘTI, 1968

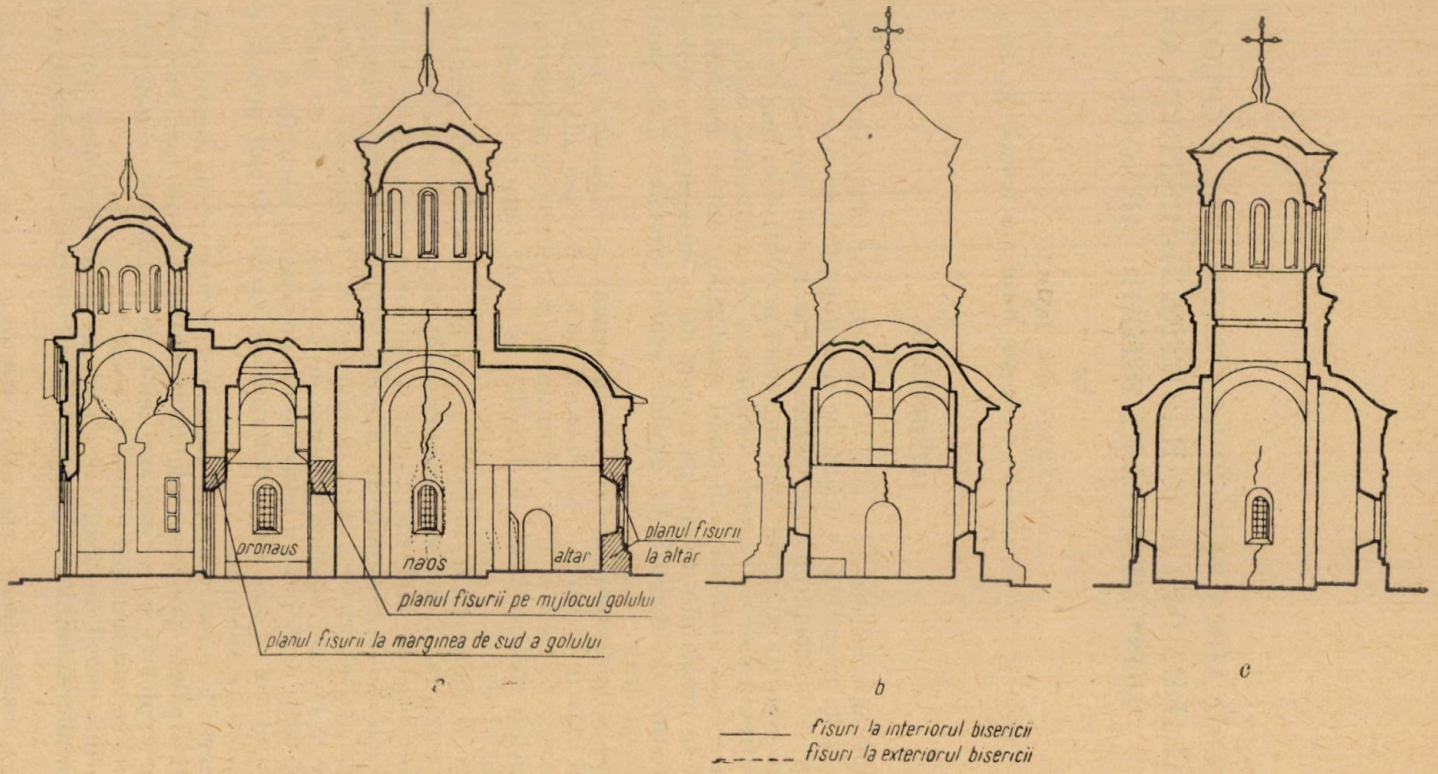


Fig. 1. — Secţiuni prin mănăstire : *a*) secţiune longitudinală ; *b*) secţiune prin naos ; *c*) secţiune prin pronaos.

Centrului de cercetări geofizice să execute un studiu al efectului seismic al exploziilor din cariera de calcar Pietreni-Bistrița asupra monumentului istoric Arnota.

Monumentul istoric Arnota se afla în pericolul de a suferi avarii importante din cauza exploziilor puternice executate în cariera de calcar Pietreni-Bistrița.

Pericolul reprezentat de exploziile din carieră devenea și mai mare ținînd seama de faptul că monumetul istoric Arnota are importante fisuri în ziduri. În schițele din figura 1 sînt reprezentate cîteva secțiuni (longitudinală, prin pronaos și naos) din care se pot observa fisurile existente în zidurile mănăstirii.

Ținînd seama de această situație, Direcția monumentelor istorice hotărîse să propună sistarea lucrărilor la cariera Pietreni-Bistrița. De aceea executarea unui studiu al efectului seismic al exploziilor din cariera amintită se impunea cu stringență atît pentru protejarea monumentului istoric Arnota, cît și pentru găsirea unei soluții care să conducă la continuarea în bune condiții a lucrărilor de la cariera Pietreni-Bistrița, care furnizează materie primă uzinei de sodă Govora, uzină de importanță republicană.

Tehnica de lucru folosită și rezultatele cercetărilor experimentale făcute de noi la această carieră constituie tema prezentei lucrări.

METODA ȘI TEHNICA DE LUCRU. APARATURA FOLOSITĂ

Metoda folosită pentru studiul efectului seismic al exploziilor din cariera Pietreni-Bistrița asupra monumentului istoric Arnota este dată în lucrarea [3]. Aplicarea acestei metode se bazează pe folosirea a două formule. Cu ajutorul uneia din cele două formule se poate determina magnitudinea aparentă a exploziei. Ea are forma

$$M_q^* = 0{,}67\ [\log v_{\max}^2\ T + 3 \log r + \log 4\ \rho V - 11{,}8], \qquad (1)$$

unde M_q^* este magnitudinea aparentă a exploziei de încărcătură q, $v_{\max}$ viteza maximă de oscilație, T perioada acestei oscilații, iar r distanța dintre explozie și receptor. Mărimea ρ reprezintă densitatea mediului iar V viteza de propagare a undelor.

Dacă valoarea maximă a vitezei de oscilație $v_{\max}$ corespunde unei viteze de oscilație v_0 care exprimă intensitatea cutremurului în grade ale scalei seismice stabilite pentru cutremurele naturale, relația (1), în care se consideră $v_{\max} = v_0$, poate fi scrisă sub forma

$$\log r = \frac{1}{3}\ [1{,}5\ M_q^* - \log v_0^2\ T - \log 4\rho\ V + 11{,}8]. \qquad (2)$$

Aceasta este cea de-a doua formulă pe care se bazează metoda dată în lucrarea [3]. Cu ajutorul ei se poate construi un grafic al variației intensității I a exploziilor în funcție de magnitudinea M_q^* și de distanța r (figura 1 din lucrarea [3]). După cum s-a arătat în lucrarea [3], acest grafic servește la determinarea intensității I a exploziilor (exprimată în grade ale scalei seismice) în funcție de magnitudinea aparentă M_q^* (calculată cu ajutorul formulei (1)) și de distanța r.

Pentru efectuarea măsurătorilor s-a folosit staţia seismică mobilă a Secţiei de seismologie. Recepţionarea undelor s-a făcut cu ajutorul a trei vibrografe VBP şi trei seismografi VEGIK. Cele trei vibrografe au recepţionat componenta verticală a deplasării. Unul dintre seismografii VEGIK a recepţionat componenta verticală, altul pe cea orizontală paralelă cu direcţia explozie-receptor, iar al treilea componenta orizontală perpendiculară pe această direcţie.

Constantele aparatelor sînt prezentate în tabela 1, iar curbele de amplificare $V(T)$ în figura 2.

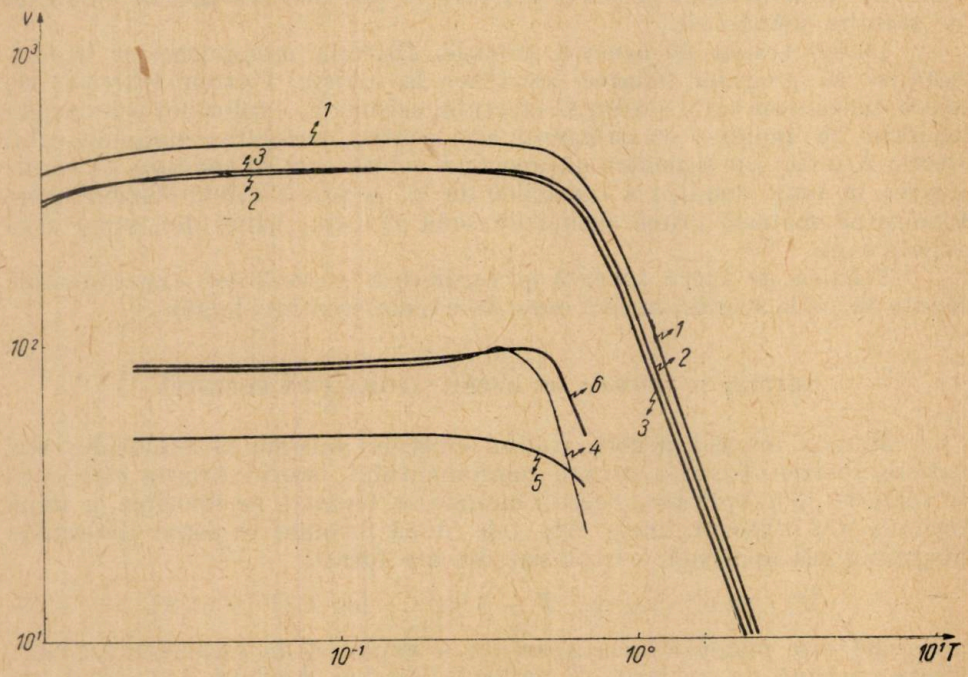


Fig. 2. — Curbele de amplificare $V(T)$ ale aparatelor de măsurat : *1* — VEGIK$_z$ 364 ; *2* — VEGIK$_H$ 357 ; *3* — VEGIK$_H$ 371 ; *4* — VBP$_z$ 774 ; *5* — VBP$_z$ 775 ; *6* — VBP$_z$ 779.

Curbele $V(T)$ pentru vibrografii VBP au fost determinate în lucrarea [4], iar curbele $V(T)$ pentru seismografii VEGIK au fost calculate prin metoda descrisă în [5], [6].

Tabela 1

Nr. crt.	Seismoreceptor	Comp.	Galvan.	Constante					
				T_1	D_1	T_2	D_2	V_{max}	V_{lucru}
1	VEGIK 364	*Z*	GB—IV 1140	0,7	0,5	0,07	5,0	13 045	500
2	VEGIK 357	*H*	GB—IV 338	0,7	0,5	0,07	5,0	13 959	400
3	VEGIK 371	*H*	GB—IV 258	0,7	0,5	0,07	4,2	17 572	400
4	VBP 774	*Z*	GB—IV 97	1,6		0,07		96,3	96,3
5	VBP 775	*Z*	GB—IV 148	1,6		0,07		77,6	50*) ; 77,6
6	VBP 779	*Z*	GB—IV 352	1,6		0,07		95,3	95,3

*) Vibrograful 775 a lucrat cu $V=50$ în timpul înregistrării exploziilor de încărcături q_1 şi q_2.

Înregistrarea oscilațiilor seismice a fost făcută pe hîrtie foto cu ajutorul unui oscilograf POB—12 M, dotat cu galvanometre tip GB—IV.

Schița cu locurile de amplasare a aparatelor de măsurat este dată în figura 3. Receptorii seismici au fost amplasați în felul următor :

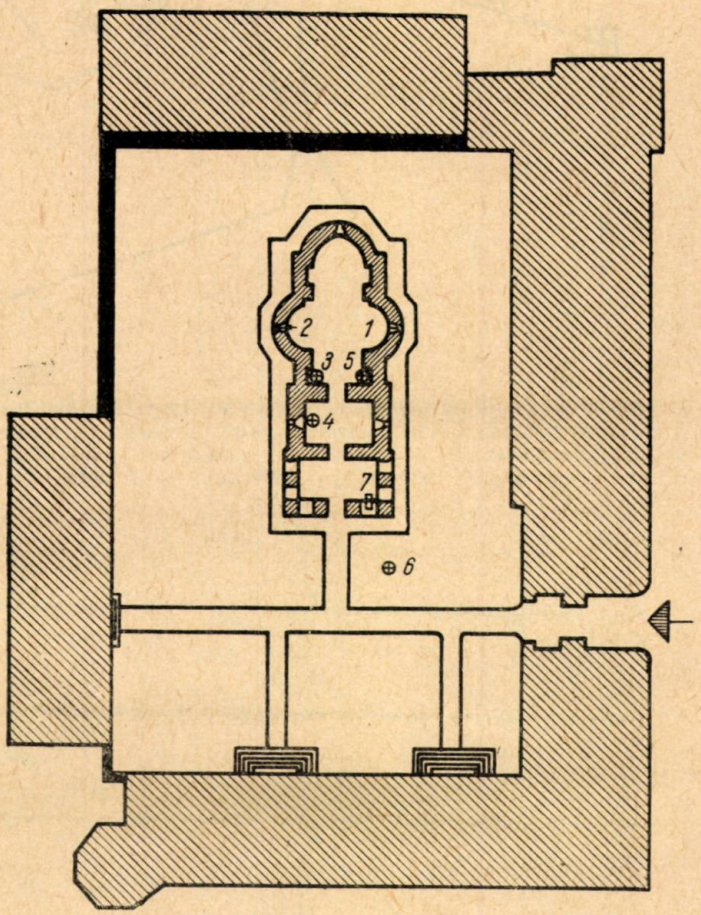


Fig. 3. — Schiță cu locurile de amplasare a aparatelor de măsurat ; *1* — Seismoreceptor VEGIK nr. 371 ; *2* — seismoreceptor VEGIK nr. 357 ; *3* — seismoreceptor VEGIK nr. 364 ; *4* — vibrograful VBP nr. 779 ; *5* — vibrograful VBP nr. 774 ; *6* — vibrograful VBP nr. 775 ; *7* — oscilograful POB — 12 M.

— seismoreceptorul VEGIK nr. 371, care a înregistrat componenta orizontală a deplasării paralelă cu direcția explozie-receptor, a fost instalat pe zid, în fereastra din dreapta naosului mănăstirii ;

— seismoreceptorul VEGIK nr. 357, care a înregistrat componenta perpendiculară pe direcția explozie-receptor, a fost amplasat pe zid, în fereastra din stînga naosului ;

— seismoreceptorul vertical VEGIK nr. 364 a fost instalat într-unul din colțurile din stînga încăperii mănăstirii, pe vechea pardosea de ciment, solidar legată cu pămîntul ;

— vibrograful VBP nr. 779 a fost instalat pe mormîntul lui Matei Basarab ;

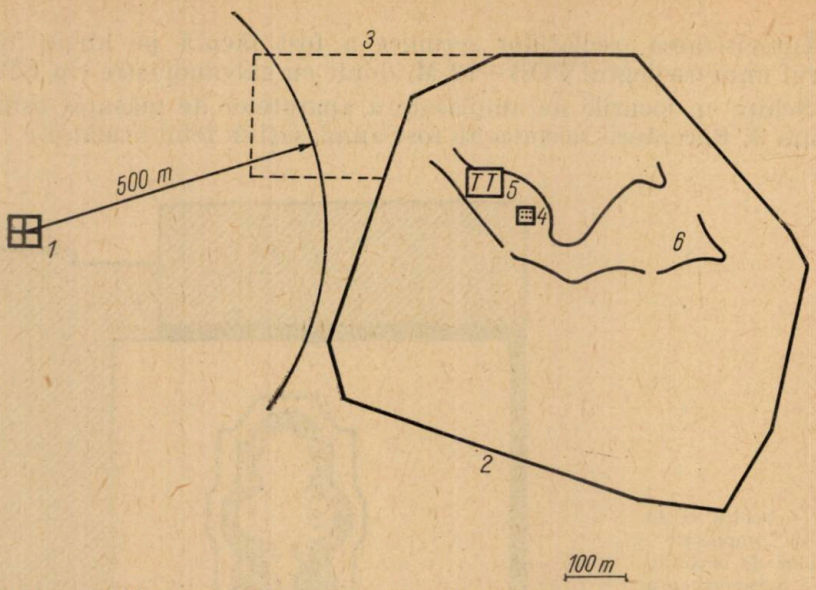


Fig. 4. — Schiță cu perimetrul carierii de calcar Pietreni-Bistrița; *1* — monumentul Arnota; *2* — perimetrul carierii; *3* — zona de extindere a carierii; *4* — explozia aplicată (q_1 = 150 kg); *5* — zona în care au fost efectuate exploziile în galerii (q_2 = 1500 kg, q_3 = 6000 kg); *6* — treapta I de exploatare.

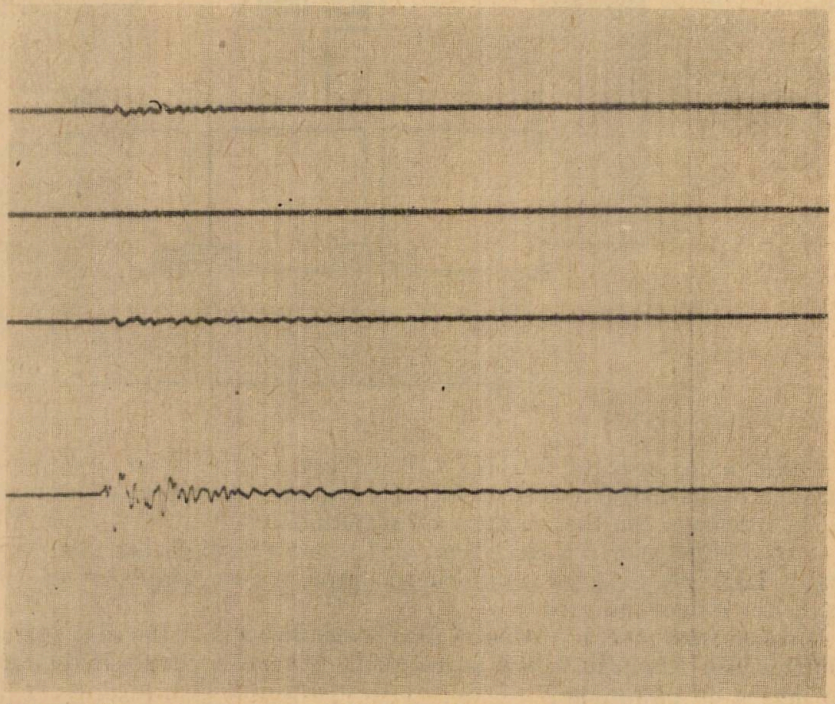


Fig. 5.— Seismograma exploziei de încărcătură q_1 = 150 kg. De sus în jos, trasele corespund, în ordine, următoarelor aparate: VBP nr. 779, VBP nr. 775, VBP nr. 774 și VEGIK nr. 364.

— vibrograful VBP nr. 774 a fost așezat într-unul din colțurile din dreapta mănăstirii, pe vechea pardosea de ciment solidar legată cu pămîntul;

— vibrograful VBP nr. 775 a fost amplasat afară, direct pe sol.

Oscilograful cu ajutorul căruia s-a făcut înregistrarea semnalelor recepționate de cele șase aparate a fost amplasat în pridvorul mănăstirii (fig. 3).

În figura 4 este reprezentată o schiță cu perimetrul carierei Pietreni-Bistrița, în care este arătată poziția monumentului istoric Arnota față de carieră. Această schiță a fost întocmită după planul carierei, construit la scara 1 : 5 000 de către Institutul de proiectări miniere (IPROMIN) din București. Distanțele dintre locurile de explozie și monumentul Arnota au fost determinate cu ajutorul acestui plan, care ne-a fost pus la dispoziție de către IPROMIN.

Pentru măsurători a fost necesară efectuarea a numai trei explozii. La prima explozie, de încărcătură $q_1 = 150$ kg, explozivul a fost distribuit în 87 de încărcături mici aplicate pe blocuri de calcar rezultate prin derocare cu ajutorul exploziilor din galerii. Asemenea explozii se execută în mod obișnuit la această carieră în scopul fărîmițării blocurilor prea mari de calcar rezultate prin derocarea masivului calcaros Arnota cu ajutorul exploziilor din galerii. Fărîmițarea acestor blocuri ușurează mult prelucrarea ulterioară a calcarului.

Celelalte două explozii, de încărcături $q_2 = 1\,500$ kg și $q_3 = 6\,000$ kg, au fost efectuate în condiții asemănătoare cu cele în care se produc majoritatea exploziilor de la această carieră. Pentru respectarea acestor condiții, încărcătura de exploziv a fost introdusă în galerii în formă de T, special săpate în masivul calcaros.

Explozivul folosit a fost de același tip și de aceeași calitate cu cel întrebuințat în exploziile necesare producției de la această carieră. Astfel, la explozia încărcăturilor aplicate s-a folosit astralită, iar pentru cele efectuate în galerii exploziv de tip A.M. 1, inițiat cu astralită. Amorsarea s-a făcut cu capse electrice, aprinderea fiind instantanee. Cele trei explozii necesare măsurătorilor au fost efectuate la circa 700—800 m de monumentul istoric Arnota, pe treapta I de exploatare a carierii de calcar (fig. 4).

Cele trei seismograme obținute prin înregistrarea exploziilor, de încărcături $q_1 = 150$ kg, $q_2 = 1\,500$ kg și $q_3 = 6\,000$ kg, sînt reprezentate în figurile 5—7.

La înregistrarea primei explozii s-au folosit cele trei vibrografe VBP și un singur seismograf VEGIK (fig. 5).

Seismograma acestei explozii (fig. 5) a servit la reglarea aparaturii și în special la stabilirea amplificării optime care să asigure obținerea unor înregistrări clare necesare studiului pe baza folosirii caracteristicilor dinamice ale oscilațiilor.

Întrucît unda de șoc produsă de exploziile cu încărcături aplicate este puternic simțită la clădirile din vecinătatea carierei, în sensul că aceasta poate conduce, printre altele, la spargerea geamurilor, explozia de încărcătură $q_1 = 150$ kg a servit și la evaluarea încărcăturii maxime ce trebuie respectată la exploziile de acest gen.

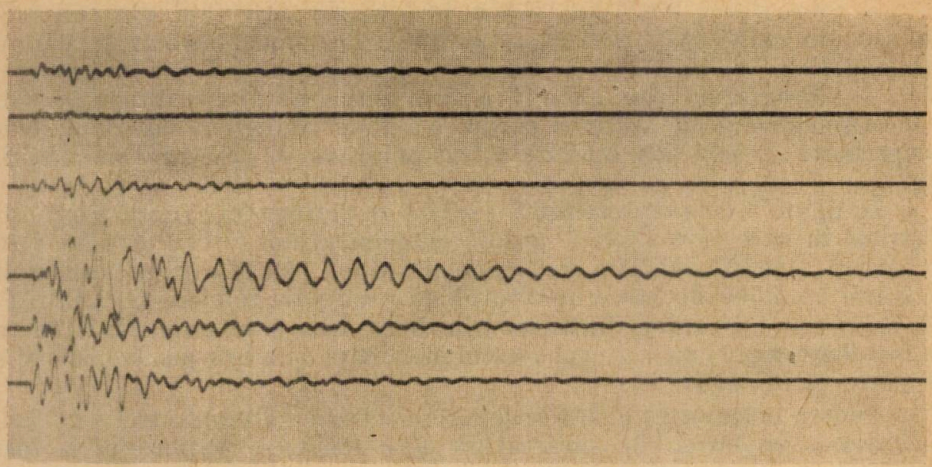


Fig. 6. — Seismograma exploziei de încărcătură $q_2 = 1\,500$ kg. De sus în jos, trasele corespund, în ordine, următoarelor aparate : VBP nr. 779, VBP nr. 775, VBP nr. 774, VEGIK nr. 357, VEGIK nr. 371 și VEGIK nr. 364.

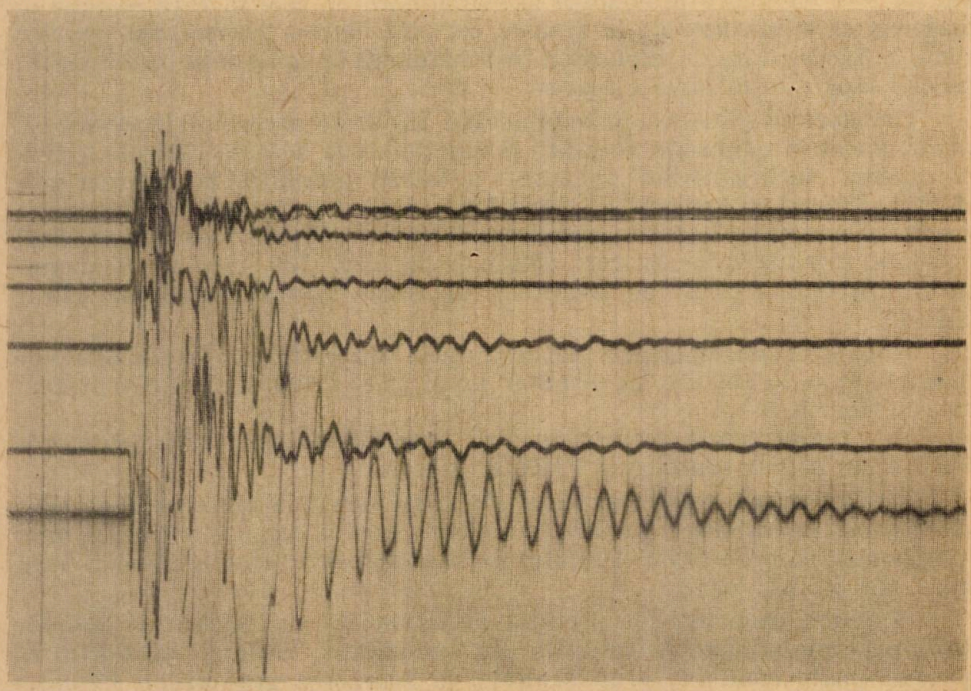


Fig. — 7. Seismograma exploziei de încărcătură $q_3 = 6\,000$ kg. De sus în jos, trasele corespund, în ordine, următoarelor aparate : VBP nr. 779, VBP nr. 775, VBP nr. 774, VEGIK nr. 371, VEGIK nr. 364 și VEGIK nr. 357.

Celelalte două explozii au fost înregistrate folosind toate cele șase aparate de recepție. Seismogramele obținute (fig. 6 și 7) sînt de bună calitate, ceea ce a permis folosirea lor la determinarea în bune condiții a mărimilor necesare studiului întreprins. Pe seismograma exploziei de încărcătură $q_3 = 6\,000$ kg (fig. 7) se observă că unul dintre seismografii VEGIK n-a funcționat în bune condiții în ultima parte a înregistrării. Aceasta nu ne-a împiedicat să facem măsurătorile corect, întrucît parametrii necesari determinărilor se obțin din prima parte a înregistrării.

REZULTATELE OBȚINUTE

Pe baza măsurătorilor făcute s-au determinat următoarele valori ale parametrilor care intră în formulele de calcul:

— distanța medie explozie-receptor, $r = 750$ m;

— perioada oscilației maxime, $T = 0{,}08$ s;

— viteza maximă de oscilație pentru explozia de încărcătură $q_2 = 1\,500$ kg, $v_{max} = 0{,}23$ cm/s;

— viteza maximă de oscilație pentru explozia de încărcătură $q_3 = 6\,000$ kg, $v_{max} = 1{,}09$ cm/s.

Pentru viteza de propagare a undelor longitudinale în masivul calcaros și pentru densitatea ρ a acestuia s-au adoptat următoarele valori:

$$V = 4{,}5 \text{ km/s}; \quad \rho = 2{,}5 \text{ g/cm}^3.$$

S-a construit cu ajutorul formulei (2) graficul din figura 8, ținînd seama de valorile parametrilor V, ρ și T expuse mai sus. Calculele efectuate cu formula (1) au condus la următoarele valori ale magnitudinei aparente:

$$M^*_{1500} = 4{,}76; \quad M^*_{6000} = 5{,}67.$$

Ținînd seama de aceste valori și folosind graficul din figura 8, rezultă că la distanța $r = 750$ m explozia de magnitudine aparentă $M^*_{1500} = 4{,}76$ are intensitatea $I \simeq 4$, iar cea de magnitudine $M^*_{6000} = 5{,}67$ intensitatea $I \simeq 6$.

Datele macroseismice rezultate din chestionarele trimise cîtorva persoane care se aflau în incinta mănăstirii în timpul producerii exploziilor sînt în concordanță cu valorile obținute prin calcul pentru intensitatea I.

Din planul carierei Pietreni-Bistrița, reprezentat în figura 4, rezultă că distanța minimă de la monumentul istoric Arnota la carieră este de 530 m, iar distanța maximă este de circa 1 275 m.

O explozie de magnitudine $M^*_q = 4{,}76$, executată la distanța de 530 m față de monumentul istoric Arnota, are intensitatea $I \simeq 5$ (fig. 8), iar la distanța de 1 275 m intensitatea aceleiași explozii este $I \simeq 3$. De asemenea, explozia de magnitudine $M^*_q = 5{,}67$ executată la distanța de 530 m are intensitatea $I \simeq 7$ și la distanța de 1275 m $I \simeq 5$ (fig. 8).

Din cele scrise în monografia mănăstirii Arnota, monografie citită de noi cu ocazia efectuării măsurătorilor, reiese că Arnota a fost con-

struită pe un teren cîndva mlăştinos. Ţinînd seama de aceasta şi de faptul că monumentul prezintă importante crăpături în ziduri (fig. 1), se poate admite că acesta nu va mai suferi avarii importante dacă intensitatea exploziilor, la distanţa la care se află mănăstirea de carieră, nu va depăşi

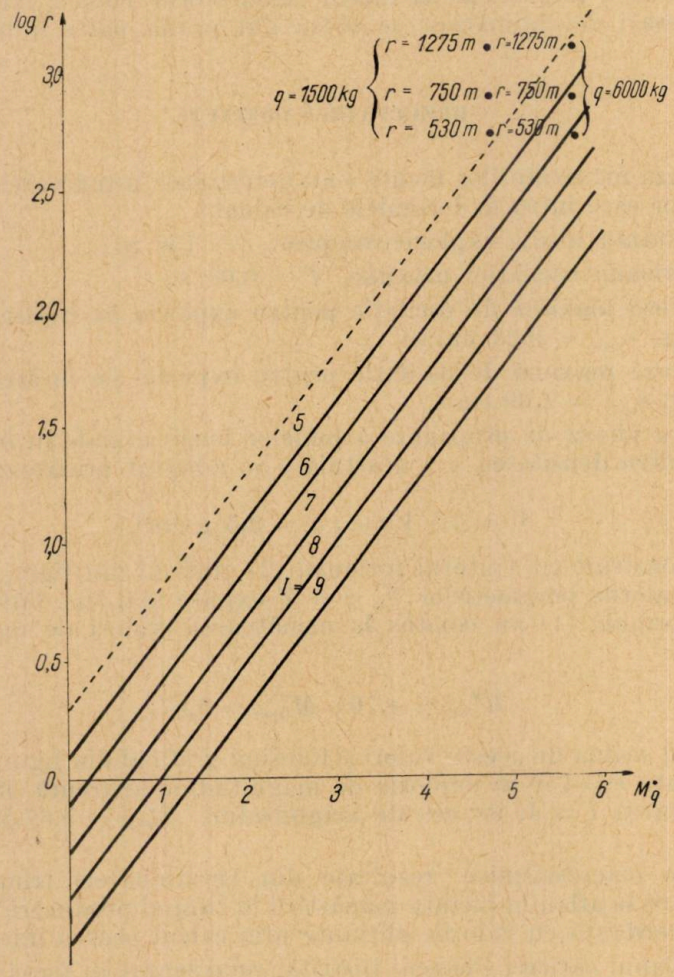


Fig. 8. — Grafic pentru determinarea intensităţii I a exploziilor în funcţie de magnitudinea aparentă M_q^* şi de distanţa r faţă de sursa de unde seismice.

gradul 4—5. De aceea am considerat ca intensitate maximă admisibilă valoarea $I = 4{,}5$.

Folosind datele din figura 8, am construit graficul din figura 9, din care rezultă pentru $I = 4{,}5$ următoarele încărcături maxime.

Distanța față de punctul de explozie r (m)	q_{max} (kg)
530	1 000
750	2 500
1 275	4 500

Pe baza acestor date am construit graficul din figura 10, în care este reprezentată curba de variație a încărcăturii maxime q_{max} în funcție de distanța de la locul exploziei la monumentul istoric Arnota. Încărcăturile maxime date în graficul din figura 10 vor trebui să nu fie depășite la lucrările de la cariera de calcar Pietreni-Bistrița.

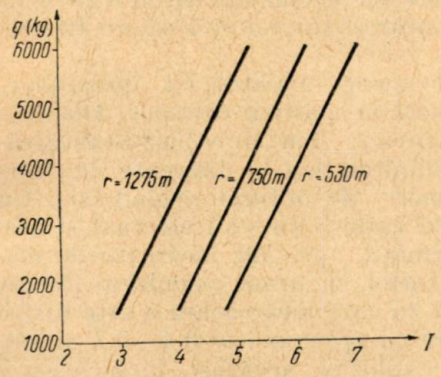


Fig. 9. — Grafic de determinare a intensității I în funcție de încărcătura q pentru diferite distanțe r.

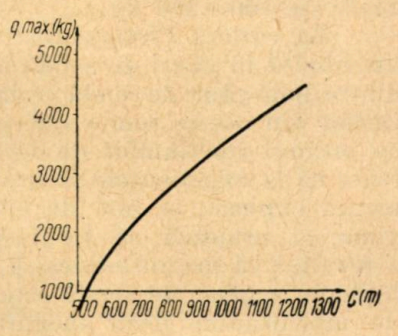


Fig. 10. — Curba de variație a încărcăturii maxime q_{max} în funcție de distanța r.

În ultima vreme, conducerea Întreprinderii miniere Rîmnicu-Vîlcea a hotărît să extindă domeniul de exploatare în cariera Pietreni-Bistrița spre vest (vezi perimetrul trasat cu linii întrerupte în figura 4), întrucît în această zonă există un calcar care ar corespunde mai bine cerințelor uzinei de sodă Govora. Aceasta ar necesita efectuarea unor explozii la distanțe de ordinul a 400—500 m de monumentul Arnota.

Ținînd seama de aceste intenții, Ministerul Minelor ne-a cerut să stabilim și distanța minimă necesar de respectat de la locul exploziei la monumentul Arnota.

Din figura 10 se vede că pentru distanțe mici încărcătura maximă scade repede cu distanța. De aceea am considerat că putem extrapola datele privind încărcătura maximă cel mult pînă la distanța de 500 m (fig. 10). În felul acesta am considerat în mod provizoriu că distanța minimă necesar de respectat este de 500 m.

Trasînd în figura 4 un cerc cu raza $r = 500$ m și cu centrul în punctul corespunzător monumentului Arnota, observăm că prin această restricție (distanța minimă necesar de respectat) se interzice deocamdată exploatarea prin explozii a unei foarte mici porțiuni din zona marcată cu linii întrerupte în figura 4. Dacă totuși va fi nevoie să se exploateze și această mică porțiune, se va impune fie folosirea unor încărcături mult mai mici ($q = 200 - 300$ kg), fie efectuarea unor măsurători seismice speciale pe baza cărora să se stabilească încărcăturile maxime admisibile pentru aceste distanțe mici.

Înregistrările seismice făcute la Arnota oferă totodată determinarea unui alt parametru reprezentat de diferența minimă de timp dintre două explozii succesive. Această diferență de timp reprezintă intervalul de timp minim ce trebuie respectat la executarea unor explozii succesive, în așa fel încît însumarea undelor produse de acestea să nu conducă la o intensitate mai mare decît cea admisă. Astfel, din seismogramele obținute (fig. 6 și 7) rezultă că diferența minimă de timp dintre două explozii succesive trebuie să fie

$$\Delta t_{\min} = 2{,}5 \text{ s}.$$

În ceea ce privește exploziile aplicate, se recomandă ca, în funcție de distanța față de monumentul Arnota, încărcătura folosită să nu fie mai mare de 100—250 kg.

La cariera Pietreni-Bistrița se fac uneori explozii cu încărcătura distribuită în găuri de sondă forate special în masivul calcaros. Distanța dintre două găuri de sondă vecine este de circa 2—3 m, iar exploziile încărcăturilor din aceste sonde sînt produse simultan sau la diferențe de timp de ordinul fracțiunilor de secundă (uneori de ordinul secundelor). Cu toate că la experiențele făcute la această carieră nu s-au efectuat și asemenea explozii, se pot da cîteva informații privind încărcăturile maxime ce urmează să fie respectate. Astfel, în urma calculelor făcute, a rezultat că magnitudinea M_q^* în cazul în care încărcătura q este distribuită în n găuri de sondă este mai mare cu aproximativ 0,4—0,7 unități de magnitudine decît magnitudinea exploziei aceleiași încărcături q amplasate în galerie. Ținînd seama de aceasta și folosind graficul din figura 8, rezultă că încărcăturile maxime $q_{\max}$ în cazul cînd acestea sînt distribuite în n găuri de sondă trebuie să fie cu circa 30% mai mici decît cele din cazul exploziilor în galerie, adică decît cele care rezultă din graficul din figura 10.

CONCLUZII

Aplicînd metoda și folosind tehnica de lucru arătate mai sus, s-a putut ajunge, în urma studiului întreprins la cariera Pietreni-Bistrița, la următoarele rezultate principale:

1) distanța minimă necesar de respectat, măsurată de la locul exploziei la monumentul Arnota, este de 500 m;

2) variația încărcăturii maxime admise, în funcție de distanța de la locul exploziei la monumentul Arnota este cea reprezentată în figura 10 din această lucrare;

3) intervalul de timp minim ce trebuie respectat între două explozii succesive este de 2,5 s;

4) rezultatele de la punctele 1—3 se referă la distanțe reduse (măsurate pe planul din figura 4) și la exploziv tip A.M.1, inițiat cu astralită. Încărcăturile maxime care rezultă din curba din figura 10 sînt valabile pentru exploziile în galerii;

5) încărcătura maximă admisă la exploziile aplicate este de 100—250 kg, în funcție de distanța față de monumentul Arnota;

6) la exploziile efectuate în găuri de sondă, încărcătura maximă totală (care este distribuită la n găuri de sondă) trebuie să fie mai mică decît cea care rezultă din graficul din figura 10 cu circa 30%.

Rezultatele prezentate mai sus arată că măsurătorile seismice făcute la cariera Pietreni-Bistrița au condus la obținerea tuturor parametrilor ceruți de întreprinderea minieră Rîmnicu-Vîlcea.

Dacă acești parametri vor fi respectați, monumentul istoric Arnota nu va mai suferi avarii, iar exploatarea la cariera Pietreni-Bistrița va putea continua.

Rezultatele obținute de noi și prezentate mai sus au servit ca material de bază pentru întocmirea de către Institutul de proiectări miniere (IPROMIN) a unui proiect în care s-a stabilit tehnica de lucru la efectuarea exploziilor de la cariera Pietreni-Bistrița. Acest proiect cuprinde și măsurile ce trebuie luate pentru protejarea monumentului istoric Arnota.

Primită la redacție la 4 decembrie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1 С. В. Медведев, Г. А. Лямзина, *Сейсмический эффект взрывов на руднике*. Тр. Инст. физики Земли, *21*, 188 (1962).
2. D. Enescu, *Contribuții la metodica de determinare a efectului seismic al exploziilor asupra construcțiilor*. St. și cerc. de geol., geofiz., și geogr., seria geofizică, **5**, *1* (1967).
3. D. Enescu, *O metodă de determinare a efectului seismic al exploziilor asupra construcțiilor*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geofiz. Acest volum p. 3
4. C. Radu, *Calibrarea aparaturii pentru mari deplasări*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofiz., Acest volum pag. 39.
5. В. Т. Архангельский и др., *Аппаратура и методика наблюдений на сейсмических станциях СССР*. Изд. АН СССР, Москва, 1962.
6. V. Tobyas, *The Choise of Galvanometers for Electromagnetic Seismographs*. Geofysikální Sborník, 179–188 (1962).

DISTRIBUȚIA EPICENTRELOR CUTREMURELOR ADÎNCI DIN VRANCEA ȘI STRUCTURA MANTALEI SUPERIOARE[1])

DE

T. IOSIF

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

1. INTRODUCERE

Focarul seismic din regiunea Vrancea, de la curbura munților Carpați, constituie unul dintre cele mai caracteristice focare din Europa. Datorită acestui fapt, numeroși cercetători au studiat particularitățile cutremurelor din această regiune.

Primul seismolog care a stabilit caracterul adînc al focarelor cutremurelor de pămînt de la curbura Carpaților a fost Jeffreys [1]. În studiul său asupra corecțiilor hodocronelor pentru diferite adîncimi, el a inclus și cutremurul de la 1 noiembrie 1929 din România, pentru care a găsit adîncimea $h = 184$ km.

Gutenberg și Richter [2], [3], [4], în cercetările lor asupra distribuției geografice a cutremurelor cu focare adînci, au relevat proprietatea de persistență a cutremurelor din Vrancea, atribuindu-le o adîncime de aproximativ 150 km.

Studiile întreprinse după anul 1939, în special de G. Demetrescu și G. Petrescu [5 — 11] au confirmat proprietatea de persistență a acestor focare și au arătat că toate epicentrele cutremurelor se grupează în jurul punctului de coordonate geografice $\varphi = 45°,82$ N ; $\lambda = 26°, 58$ E. Coordonatele epicentrelor diferite de acest epicentru mediu erau considerate abateri, datorite erorilor de observație [12], [13].

Ulterior, în anii 1956—1957, s-a arătat că împrăștierea epicentrelor individuale este un fenomen real [14]. Aproape toate epicentrele cutremurelor adînci din această regiune sînt localizate pe o zonă relativ mică,

[1]) Apare și în „Revue Roumaine de Géologie — Géophysique — Geographie, Série Géophysique, **12**, *1* (1968).

cu axa orientată pe direcţia SV—NE. Adîncimea focarelor variază între 100 şi 200 km. Această distribuţie s-a stabilit analizînd diferenţele dintre undele *S* şi *P* la staţii seismice cu azimuturi diferite, precum şi pe baza determinării coordonatelor hipocentrice φ, λ, h pentru un număr mare de cutremure adînci. Determinările s-au făcut cu ajutorul unei metode de iteraţie. Metoda permite stabilirea de corelaţii între momentele de sosire ale undelor seismice *P* şi *S* la diferite staţii şi diferenţa $\delta\Delta_i$ dintre distanţele staţiilor faţă de un epicentru E_0 adoptat.

Concomitent cu cercetările de mai sus, într-o lucrare publicată în 1956 [15] s-a stabilit că în regiunea din faţa curburii carpatice sînt distribuite şi epicentrele cutremurelor de mică adîncime. Aceste epicentre se situează într-o zonă ce se întinde de la Râmnicu-Sărat pînă la nord de Tecuci. Focarele cutremurelor de la extremităţile zonei au adîncimi de 15—25 km, iar în centrul ei, în regiunea Focşani, adîncimi de 50—70 km. S-a precizat faptul că focarele cutremurelor de mică adîncime se distribuie pe două linii, cea de-a doua fiind linia Tecuci-Galaţi [16].

Cercetările asupra cutremurelor din Vrancea au dus la obţinerea unor rezultate şi în ceea ce priveşte structura mantalei superioare. Studiind dependenţa dintre intensitatea cutremurelor în epicentru, adîncimea focarelor şi magnitudine, Şebalin [17] a arătat că în regiunea Vrancea există un strat de viteză redusă la o adîncime de aproximativ 100 km. În lucrările lui Lehmann [18] şi Iosif [19] s-a stabilit că stratul de viteză redusă, care se află la adîncimea de 100—150 km, se manifestă cu deosebire pentru undele *S*.

În lucrarea de faţă de studiază distribuţia epicentrelor cutremurelor adînci din Vrancea şi caracterul local al structurii mantalei superioare.

2. DISTRIBUŢIA EPICENTRELOR CUTREMURELOR ADÎNCI CU $M < 5$

În ultimii ani s-au determinat parametrii focarelor la un mare număr de cutremure, folosind metoda menţionată mai sus [14].

În tabela 1 sînt date coordonatele hipocentrice ale tuturor cutremurelor determinate pe baza momentelor de sosire ale undelor *S* la staţiile apropiate.

S-au folosit undele *S* pentru că acestea, în cazul cutremurelor adînci din Vrancea, se înregistrează cu o claritate deosebită pe componentele orizontale ($\Delta < 2°$). Undele *P* se înregistrează însă numai la unele cutremure (nu neapărat la cele mai puternice). Pentru aceste cutremure am determinat adîncimea focarelor şi pe baza diferenţelor *S*—*P*. Valorile obţinute în acest fel sînt, în medie, cu 20 km mai mici decît valorile determinate anterior pe baza momentelor de sosire ale undelor *S*. Putem trage astfel concluzia că hipocentrele cutremurelor adînci din Vrancea sînt cuprinse între 75 şi 160 km adîncime.

Pentru unele cutremure, epicentrele nu au putut fi determinate, din cauza discordanţelor orelor de sosire a undelor seismice la staţii. La aceste cutremure, adîncimea focarelor s-a apreciat considerînd că epicentrul se află situat în punctul de coordonate geografice $\varphi = 45°,7$ N ; $\lambda = 26°,6$ E.

Tabela 1

Nr.	Data	H	φ°N	λ°E	h_S km	h_{S-p}km	δh km	M
1	1952. VII. 14	21 01	45,67	26,57		115		4,2
2	VII. 16	03 57	45,64	26,68		135		4,6
3	VIII. 3	16 36	45,70	26,48		120		5,2
4	1953. II. 22	17 58	45,60	26,70	160	135	25	4,4
5	V. 9	02 59	45,63	26,60		135		4,5
6	V. 17	02 33	45,58	26,37		135		5,0
7	VII. 3	15 52	45,80	26,57	160	140	20	4,1
8	1954 .II. 11	08 50	45,75	26,75	140	120	20	3,4
9	IV. 8	15 36	45,62	26,44		140		4,1
10	IV. 13	10 06	45,72	26,80	140	120	20	4,9
11	V. 9	09 25	45,65	26,6	175	150	25	3,9
12	VI. 4	22 12	45,60	26,34	145	135	10	3,4
13	VI. 26	08 49	45,70	26,47	190	155	35	3,5
14	VIII. 5	21 21	45,54	26,30	145	120	25	3,2
15	VIII. 12	21 49	45,70	26,94	70—80	70—80		3,6
16	IX. 6	07 23	45,50	26,50	160	135	25	3,7
17	X. 5	07 37	45,55	26,60	160	130	30	3,8
18	X. 21	12 03	45,55	26,55		120		4,5
19	X. 27	01 14				130		4,3
20	X. 28	04 42				135		4,3
21	XI. 4	21 08	45,67	26,70	180	—		3,2
22	XI. 25	14 47	45,70	26,55	180	—		3,1
23	XII. 27	20 36	46,00	26,20		85		3,8
24	1955. IX. 19	13 08	45,75	26,82	130	90	40	3,6
25	IX. 25	05 32	45,75	26,72	125	75—80	45	3,3
26	X. 25	03 51	45,70	26,80	185	—		3,3
27	XI. 9	13 25	45,73	27,05	120	—		2,6
28	XI. 14	17 52	45,70	26,52	175	155	20	4,6
29	XI. 28	16 20	45,48	26,50	(200)	—		3,1
30	XII. 24	18 43	45,55	26,35	135	125	10	3,6
31	XII. 27	08 11	45,60	26,40	160	145	15	4,6
32	1956. II. 16	15 50	45,80	26,55		125		4,0
33	III. 2	23 00	45,60	26,42	145	115	30	3,9
34	III. 8	11 26	45,70	26,70	100	95	5	2,7
35	III. 11	15 05	45,60	26,67	130	110	20	2,7
36	V. 7	03 54	45,65	26,88	135	100		4,5
37	VIII. 16	23 44	45,6	26,1		140		4,2
38	VIII. 21	17 30	45,7	26,6		135		3,7
39	IX. 23	07 32	45,55	26,45	145	—		3,1
40	XI. 4	01 23	45,67	26,85	125	105	20	3,7
41	XI. 18	16 09	45,72	26,75	160	125	35	4,2
42	XI. 19	05 49	45,75	26,75	150	100	50	3,7
43	XI. 29	21 15	45,58	26,55	(200)	125	(75)	3,5
44	XII. 10	23 22				110		3,8
45	1957. I. 6	02 13	45,60	26,60	150	—		3,0
46	II. 17	17 31	45,65	26,90	85	—		2,7
47	III. 2	00 45	45,50	26,55				3,5
48	VI. 29	23 32	45,70	26,75	130	—		3,3
49	IX. 2	10 24	45,78	26,78	100	95	5	2,8
50	IX. 28	12 37	45,40	26,20	100	—		3,5
51	XII. 2	04 21	45,75	26,50	150	140	10	4,3
52	1958. II. 16	09 44	45,63	26,48	135	—		3,4
53	III. 20	04 48	45,57	26,72	140	155	—15	3,8
54	III. 27	17 20	45,75	26,80	(140)	155	—15	3,4
55	IV. 7	15 24	45,72	26,85	180	—		3,2
56	V. 21	04 43	45,72	26,75	145	—		2,8
57	VI. 2	16 29	45,70	26,75	115	100	15	3,5

(*Tabela nr. 1*) *continuare*

Nr.	Data	H	φ°N	λ°E	h_S km	h_{S-P} km	δ h km	M
58	VI. 9	18 47	45,65	26,62	160	135	25	4,1
59	VI. 25	07 22	45,72	26,80	180	155	25	4,5
60	VII. 20	00 24	45,60	26,70	135	115	20	3,5
61	VII. 24	23 03	45,63	26,77	(200)	110	(90)	3,3
62	VIII. 1	02 11	45,55	26,55	140	135	5	3,6
63	VIII. 3	17 57	45,60	26,65	130	—		2,8
64	VIII. 4	10 05	45,57	26,58	160	—		3,3
65	1959. IV. 29	01 35	45,57	26,52	160	145	15	4,5
66	VI. 30	07 24	45,80	26,45		120		4,7
67	VIII. 2	03 33	45,55	26,58		125		4,3
68	X. 1	16 04	45,88	26,86		(80)		4.4
69	1960. I. 26	20 27	45,75	26,22	160	140	20	5,2
70	II. 26	13 33	45,43	26,13	110			4,0
71	VI 1	09 05	45,50	26,60	160			3,1
72	X. 13	02 21	45,67	26,60		140		5,4
73	1962. XI. 9	02 14	45,67	26,75	160	125	35	4,7
74	1963. IV. 3	19 49	45,65	26,20	135			2,9
75	IV. 17	16 44	45,65	26,50	155			3,0
76	1965. I. 10	02 52	45,60	26,75		130		5,1
77	1966. I. 18	20 20	46,05	26,58		100		3,8

Coordonatele epicentrice ale tuturor cutremurelor din tabela 1 le-am reprezentat grafic în figura 1a.

Majoritatea epicentrelor cutremurelor sînt situate în interiorul unei zone care are aceeaşi formă şi orientare, $\approx$ N 60° E, cu cea determinată în 1957. Un număr foarte mic de cutremure au epicentrele situate în afara acestei zone. Menţionăm că acestea (nr. 23, 77) au un spectru de frec-

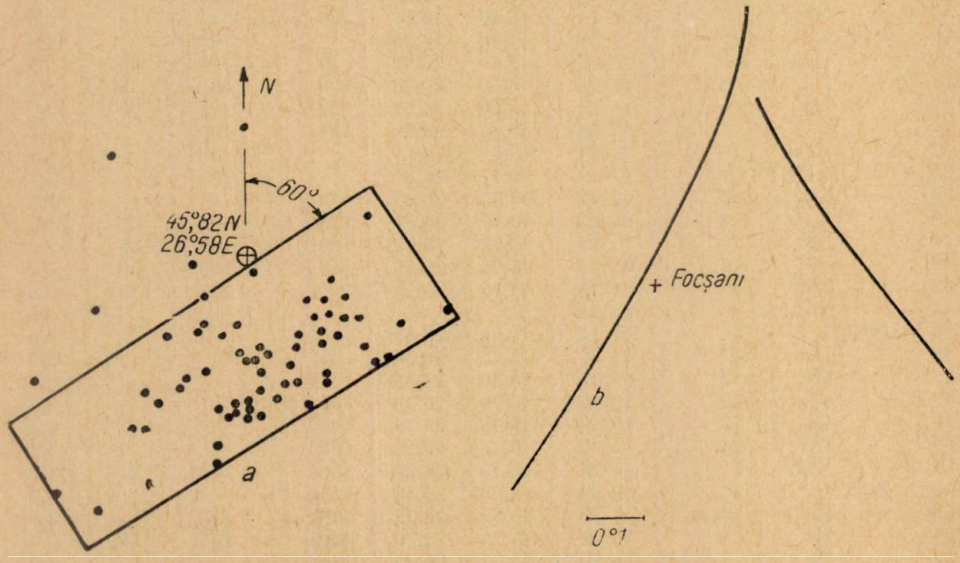


Fig. 1. — Distribuţia epicentrelor cutremurelor adînci cu $M < 5$, determinată pe baza undelor *S*.

venţă al undelor *S* care diferă în general de cel al oscilaţiilor provocate de cutremurele situate în interiorul zonei respective.

În figura 1*b* am reprezentat schematic şi distribuţia epicentrelor cutremurelor de mică adîncime. Coordonatele epicentrice ale acestor cutremure diferă foarte puţin de cele ale cutremurelor adînci, însă prin caracteristicile lor formează o zonă distinctă.

Se poate presupune că zonele cutremurelor adînci ($h = 75 - 160$ km) şi de mică adîncime ($h = 15 - 60$ km) formează o zonă înclinată, care începe de sub munţii Vrancea şi iese la suprafaţă în zona cutremurelor de mică adîncime.

3. DISTRIBUȚIA EPICENTRELOR CUTREMURELOR ADÎNCI CU M > 5

Aproape toate cutremurele puternice produse în România au avut epicentrele în regiunea de curbură a Carpaţilor. Prin frecvenţa şi intensitatea lor, ele determină caracteristicile generale ale seismicităţii părţii sudice şi estice a teritoriului ţării.

Din anul 1935, de cînd funcţionează actuala staţie seismică de la Bucureşti, în regiunea menţionată s-a produs un număr de aproximativ 580 de cutremure, dintre care ≈ 530 adînci ($h > 75$ km) şi ≈ 50 cu focarul în limitele scoarţei terestre ($h < 60$ km). Anual au loc aici cîteva cutremure relativ puternice, care se simt pe o suprafaţă mare în jurul epicentrului. Se remarcă faptul că aproape toate izoseistele delimitează arii eliptice cu axa mare orientată în direcţia NE—SV.

După anul 1900 s-au produs aproximativ 60 de cutremure, cu magnitudinea $M > 5$. Pentru studiul acestor cutremure au fost alese 20, cărora li s-au recalculat coordonatele hipocentrice şi ora la origine. Datele din I.S.S. au fost completate şi corectate pe baza prelucrării seismogramelor sau fotocopiilor de la aproximativ 80 de staţii seismice, distribuite pe tot globul pămîntesc. Parametrii cutremurelor — poziţia epicentrului, adîncimea focarului şi ora la origine — s-au calculat folosind un principiu de minim [20]. Calculele au fost efectuate la maşina electronică de calcul a Academiei de Ştiinţe a U.R.S.S. Rezultatele obţinute sînt date în tabela 2 şi reprezentate grafic în figura 2.

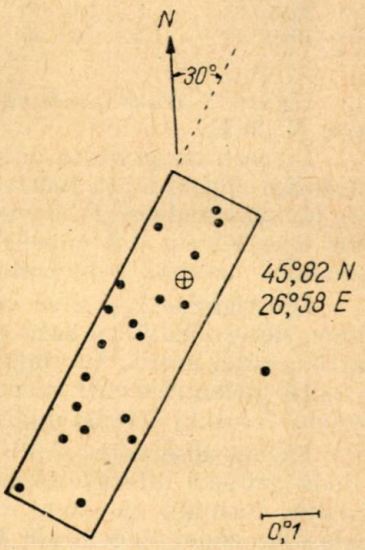


Fig. 2. — Distribuţia epicentrelor cutremurelor adînci cu $M > 5$, determinată pe baza undelor *P*.

Tabela conţine şi numărul de observaţii ale undelor *P* sau *P'*, precum şi distanţele maxime la care au fost înregistrate. Pentru unele cutremure (nr. 5,7,13,15,16,17,18), majoritatea staţiilor seismice se găsesc la distanţe epicentrale $\Delta < 33°$ şi numai cîteva staţii se găsesc la distanţe mari, $\Delta \approx \approx 70 - 93°$.

Tabela 2

Nr.	Data	H	φ°N	λ°E	h km	M	Nr. de staţii	Distanţa maximă Δ°
1	1929. XI. 1	06 57 23	45,78	26,39	160	5 3/4	75	69
2	1934. III. 29	20 06 47	45,82	26,52	90	6 1/4	76	77
3	1935. VII. 13	00 03 46,6	45,26	26,61	140	5 1/4	49	69
4	1938. VII. 13	20 15 15,6	45,91	26,67	120	5 1/4	34	24
5	1939. IX. 5	06 01 58,5	45,93	26,66	115	5 1/4	30	31/67–94
6	1940. X. 22	06 37 00	45,72	26,38	125	6 1/2	92	107
7	1940. XI. 8	12 00 43,6	45,49	26,16	145	5 1/2±	21	16/93
8	1940. XI. 10	01 39 08,5	45,75	26,45	135	7,4	161	156
9	1940. XI. 11	06 34 20,4	45,62	26,30	130	5 1/2±	35	34
10	1945. III. 12	20 51 45,5	45,59	26,42	125	5 1/2	30	33
11	1945. IX. 7	15 48 25	45,91	26,51	75	6 1/2	53	95
12	1945. XII. 9	06 08 45	45,66	26,78	80	6,0	50	95
13	1946. XI. 3	18 46 59	45,57	26,28	140	5 1/2	45	33/91
14	1948. V. 29	04 49 01,5	45,79	26,52	140	5 3/4	60	94
15	1949. XII. 26	03 36 11,2	45,73	26,46	135	5 1/4	22	14/70–93
16	1950. I. 16	04 25 01	45,58	26,32	120	5 1/4	34	32/70–93
17	1950. VI. 20	01 18 54	45,82	26,42	160	5 1/2	55	34/70–106
18	1952. VIII. 3	16 36 14,2	45,46	26,31	155	5 1/4	49	29/66–83
19	1955. V. 1	21 22 53	45,56	26,43	135	5 1/2	55	73
20	1960. X. 13	02 21 25,4	45,67	26,34	155	5 1/2	91	89

Figura 2 arată că zona de distribuţie a epicentrelor are direcţia $\approx$ N 30°E.

În ceea ce priveşte adîncimea focarelor cutremurelor din Vrancea, remarcăm concordanţa foarte bună dintre valorile din tabela 2, determinate pe baza undelor P, şi cele din tabela 1, determinate pe baza diferenţelor $S - P$; ele sînt cuprinse între 75 şi 160 km, ultima valoare fiind adîncimea maximă a focarelor cutremurelor produse în această regiune.

Din figurile 1 şi 2 se vede că distribuţia epicentrelor cutremurelor adînci, determinată pe baza celor două tipuri de unde (P,S), are aproximativ aceeaşi formă. În ambele cazuri, rezultatele sînt omogene, în sensul că toate epicentrele cutremurelor au fost determinate pe baza unei singure metode, folosind aceeaşi undă (S în tabela 1, P în tabela 2).

Facem observaţia că direcţiile celor două zone, determinate pe baza a două grupuri diferite de cutremure, sînt orientate diferit una faţă de cealaltă, formînd un unghi de aproximativ 30°. Se pune întrebarea dacă deplasarea zonei epicentrale E_P, determinată pe baza undelor P, faţă de zona epicentrală E_S, determinată pe baza undelor S, nu este cauzată de particularităţile stratului de viteză redusă în această regiune.

Pentru a da un răspuns la această problemă trebuie analizată distribuţia epicentrelor E_P şi E_S care să aparţină aceluiaşi grup de cutremure. În acest scop am luat un număr de zece cutremure şi am redeterminat coordonatele epicentrale pe baza momentelor de sosire ale undelor P, S şi a diferenţelor $S - P$. Eroarea în determinarea coordonatelor epicentrice nu depăşeşte 5 km. Ca şi în studiile anterioare au fost folosite hodocronele $J - B$. Pentru toate cele 10 cutremure luate în consideraţie, datele de observaţie se aşază satisfăcător pe dreapta $S - P = f(S)$.

Tabela 3

Nr.	Data	H	E_P	E_S	E_{S-P}
1	1953.II.22	17	φ = 45°,65N λ = 26°,58E	45°,62N 26°,68E	45°,65N 26°,59E
2	1953.VII.3	15	φ = 45°,82 λ = 26°,45	45°,80 26°,57	45°,82 26°,45
3	1954.IV.13	10	φ = 45°,84 λ = 26°,58	45°,72 26°,81	45°,74 26°,72
4	1955.IX.19	13	φ = 45°,78 λ = 26°,72	45°,75 26°,82	45°,75 26°,84
5	1955.XI.16	17	φ = 45°,70 λ = 26°,44	45°,69 26°,52	45°,67 26°,51
6	1955.XII.27	08	φ = 45°,69 λ = 26°,40	45°,62 26°,40	45°,69 26°,40
7	1956.XI.4	01	φ = 45°,64 λ = 26°,65	45°,67 26°,85	45°,72 26°,84
8	1956.XI.18	16	φ = 45°,71 λ = 26°,66	45°,72 26°,78	45°,73 26°,72
9	1959.IV.29	01	φ = 45°,59 λ = 26,°35	45°,57 26°,52	45°,57 26°,44
10	1962.XI.9	02	φ = 45°,64 λ = 26°,62	45°,67 26°,75	45°,58 26°,59
11	1967.I.4*	05	φ = 45°,68 λ = 26,32	45°,58 26°,58	45°,75 26°,27

* Epicentru determinat de D. Jianu.

Coordonatele epicentrice obţinute sînt date în tabela 3.

Din analiza valorilor de mai sus se pot trage următoarele concluzii :

a) coordonatele epicentrice E_P sînt deplasate faţă de coordonatele epicentrice E_S cu 8—22 km (nu sînt excluse cazurile de coincidenţă a epicentrelor E_P cu E_S) ;

b) toate epicentrele E_P sînt situate sistematic, spre V şi NV faţă de epicentrele E_S ;

c) epicentrele E_{S-P} se situează între E_P şi E_S sau coincid cu acestea.

O deplasare identică a epicentrului E_P faţă de E_S a fost găsită şi de G. Demetrescu în studiul cutremurului din 1943. V.18 (E_P : 45°, 92 N ; 26°, 57 E ; E_S : 45°, 76 N ; 26°, 62 E) [9].

În figura 3 am reprezentat distribuţia epicentrelor E_P şi E_S din tabela 3 şi am trasat direcţiile N 30°E şi N 60°E, care determină orientările zonelor epicentrale E_P fig. 1) şi E_S (fig. 2). Se observă

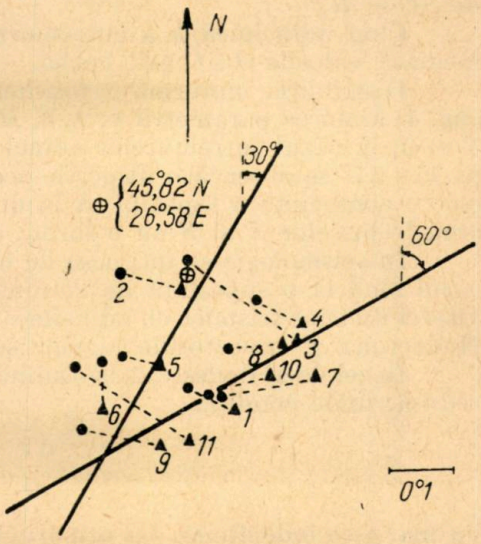


Fig. 3. — Distribuţia epicentrelor E_P şi E_S (tabela 3).

că epicentrele E_S se grupează foarte bine în jurul direcţiei azimutale respective.

Aceste rezultate confirmă presupunerea făcută mai sus, şi anume că orientările diferite ale zonelor epicentrale E_P şi E_S pot fi o consecinţă a existenţei în această regiune a stratului de viteză redusă, care se manifestă cu deosebire pentru undele S.

4. STRUCTURA MANTALEI SUPERIOARE ÎN REGIUNEA VRANCEA

4.1. *Analiza diferenţelor* $f_k = O-C$. Determinarea parametrilor focarelor celor 20 de cutremure cercetate (tabela 2) s-a făcut folosindu-se hodocronele standard J—B 1940. Ca rezultat al prelucrării observaţiilor, pentru fiecare cutremur şi staţie de observaţie, s-au calculat diferenţele $f_k = O-C$ dintre valorile observate şi cele calculate, corespunzătoare undelor P. În figura 4 sînt reprezentate grafic valorile obţinute pentru 8 cutremure (nr. 1,2,6,8,11,12,14,20 din tabela 2) care sînt cele mai puternice şi înregistrate la un număr mare de staţii.

Graficele arată că diferenţele $O-C$ se distribuie în mod uniform în jurul poziţiei de zero, ceea ce rezultă din însăşi metoda de minim folosită. Dacă parametrii focarului φ, λ, h, H, în special h, H, sînt bine determinaţi, nu se poate obţine o predominanţă de un singur semn a valorilor $O-C$. Dacă totuşi aceasta are loc, atunci se poate trage concluzia că : sau ora la origine, sau adîncimea, sau şi una şi cealaltă sînt eronat determinate. În primul caz, diferenţele $O-C$ sînt pozitive cînd $H_C < H_O$ şi negative cînd $H_C > H_O$ (H_c — ora calculată ; H_o — ora reală).

Dacă linia care mediază aceste valori este o dreaptă paralelă cu linia de zero, situată la o distanţă egală cu $\pm \bar{f}$, atunci există o indicaţie că adîncimea h este corect determinată. Ora la origine reală va fi dată de $H_o = H_c \pm \bar{f}$.

Cînd adîncimea h a cutremurului este apreciată eronat, linia care mediază valorile $O-C$ este curbă.

Distribuţia uniformă a reziduurilor $O-C$ în jurul poziţiei de zero (fig. 4) arată că parametrii φ, λ, h, H sînt determinaţi cu o bună precizie. Totuşi, în cazul cutremurelor adînci din Vrancea, la distanţe epicentrice de 11—17° se observă o dispersie accentuată a valorilor $O-C$. Aceasta este o consecinţă a faptului că la distanţele epicentrice respective hodocronele undelor P şi S au o formă complexă.

În seismologie se întîlnesc de obicei două cazuri tipice. Primul este cazul cînd la o suprafaţă de discontinuitate are loc o creştere rapidă a vitezei undelor seismice cu adîncimea. Hodocrona T (Δ) formează o buclă. Hodocrona şi traiectoriile razelor seismice sînt ilustrate în figura 5*a*.

În cel de-al doilea caz, la o adîncime oarecare există un strat de viteză redusă, unde condiţia

$$\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}r} < \frac{V}{r}$$

nu mai este îndeplinită. Ca urmare, la suprafaţa Pămîntului se formează o zonă de umbră, iar la distanţa corespunzătoare hodocrona va avea un salt (fig. 5*b*).

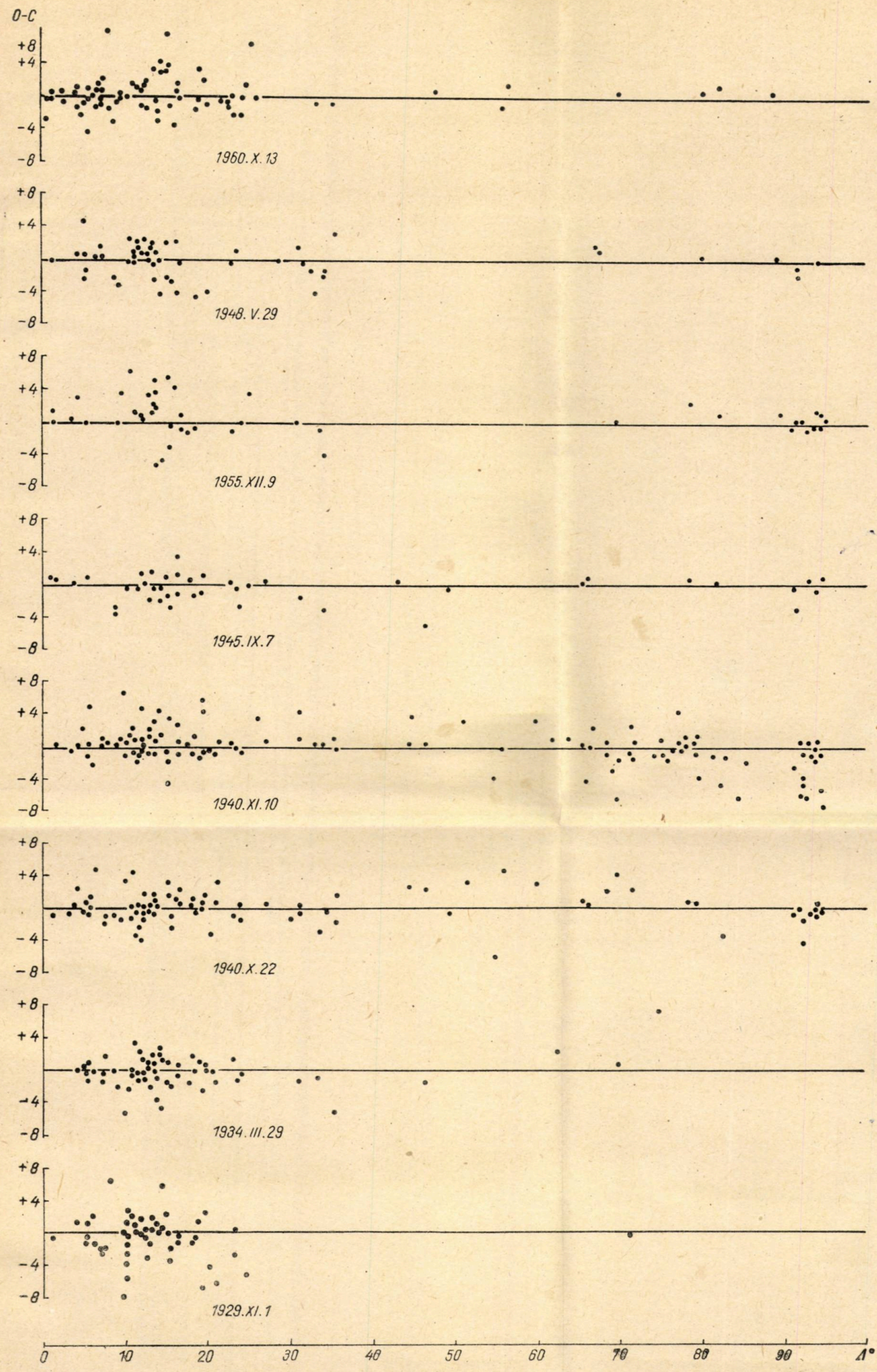


Fig. 4. — Reziduurile undelor P în funcție de $\triangle^{\circ}$.

Reziduurile $(O-C)_P$, reprezentate în figura 4, sînt calculate în ipoteza unei hodocrone continue. De aceea observaţiile asupra undelor seismice pentru aceste distanţe nu se concentrează în jurul unei valori medii. Din acest motiv, analiza diferenţelor $(O-C)_P$ nu poate stabili cărui caz îi corespunde structura de adîncime din regiunea de curbură a Carpaţilor.

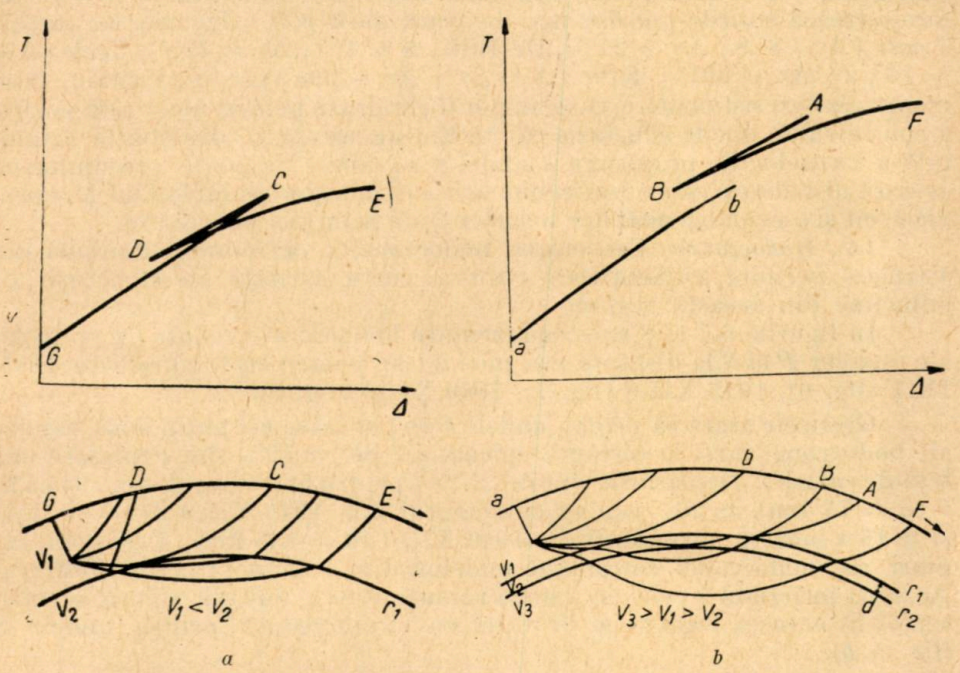


Fig. 5. — Hodocrona şi drumul razelor seismice : a — viteza creşte cu limita $r=r_1$; b — viteza se micşorează în stratul de grosime $d(r_1 > r > r_2)$.

În privinţa undelor S, tabloul este mai complex. Datele de observaţie asupra acestor unde în comparaţie cu cele ale undelor P se caracterizează printr-o precizie mai mică. Pentru cutremurele adînci din Vrancea, la distanţe epicentrice $\Delta \approx 11 - 20°$, adesea se observă mai multe faze S care la diferite staţii se identifică în mod diferit. De aici rezultă dispersia accentuată a acestor unde în intervalul amintit.

Într-o lucrare anterioară [19] s-a arătat că pentru cutremurele adînci din Vrancea hodocronele $J - B$ trebuie corectate pentru undele S la distanţele epicentrale de $0-40°$. O bună mediere a reziduurilor $(O-C)_S$ se obţine considerînd $[S - (3 \div 4s + J.B)]$. Aceasta nu constituie însă dovada sigură a existenţei stratului de viteză redusă (pentru undele S).

În analiza duratelor de parcurs ale undelor S trebuie ţinut seama de faptul că la distanţe epicentrice mici vitezele undelor P şi S, sub discontinuitatea lui Mohorovičić, sînt mai mici decît cele determinate pe baza exploziilor. Duratele de parcurs ale undelor P pentru Europa au fost corectate de Jeffreys [21]. Pentru undele S, aceste corecţii nu s-au făcut încă.

Analiza diferenţelor $O-C$ pune de asemenea în evidenţă, pentru unele staţii, deviaţii sistematice de acelaşi sens pentru aproape toate cutremurele

din Vrancea. Aceasta înseamnă că duratele de parcurs ale undelor seismice depind de drum, adică de grosimea scoarței terestre și a stratului sedimentar de sub stație, precum și de neomogenitatea mantalei superioare. Astfel stațiile Collmberg ($\Delta = 10°,5$; $Az = 306°$), Copenhaga ($\Delta = 13°$; $Az = 324°$), Uppsala ($\Delta = 15°$; $Az = 343°$), Pulkovo ($\Delta = 14°$; $Az = 8°$), Piatigorsk ($\Delta = 11°,7$; $Az = 92°$), Helwan ($\Delta = 16°,5$; $Az = 165°$) etc. înregistrează sosirile undelor mai devreme decît cele calculate, iar stațiile Triest ($\Delta = 8°,8$; $Az = 273°$), De Bilt ($\Delta = 15°$; $Az = 302°$), Uccle ($\Delta = 15°, 2$; $Az = 297°$), Kew ($\Delta = 18°$; $Az = 298°$) etc. mai tîrziu. Asemenea abateri sistematice, care nu pot fi eliminate pentru nici o altă poziție a epicentrului, duc la concluzia că în Europa există o distribuție azimutală a vitezelor de propagare a undelor seismice. Se poate presupune că această distribuție este o consecință atît a ondulației suprafeței lui Mohorovičić, cît și a neomogenităților scoarței și ale mantalei superioare.

4.2. *Hodocronele.* Cercetarea hodocronelor cutremurelor adînci din Vrancea permite evidențierea cîtorva particularități ale structurii de adîncime din această regiune.

În figurile 6,7 și 8 sînt reprezentate hodocronele reduse ($T - 10\,\Delta°$) ale undelor P și S la distanțe mai mici de 30° pentru cutremurele din 1945. IX.7 (fig. 6), 1945.XII.9 (fig. 7), 1940.XI.10 (fig. 8).

Graficele arată că pentru undele S se pot trasa cel puțin două ramuri ale hodocronei care, la distanța epicentrică de $\approx 12°$, sînt deplasate una față de cealaltă. Deplasările sînt de ≈ 28 s pentru cutremurul din 1945.IX. 7 ($h = 75$ km), ≈ 26s pentru cutremurul din 1945.XII.9 ($h = 80$ km) și ≈ 16 s pentru cutremurul din 1940.XI.10 (h = 135 km). Cele două ramuri ale hodocronei corespund undelor d și r în notația lui Jeffreys. Apariția întîrziată a celei de-a doua ramuri este o dovadă sigură a existenței în această regiune a stratului cu viteză redusă pentru undele S (fig. 5 *b*).

O dată cu creșterea adîncimii h a focarelor, saltul în durata de parcurs a undelor seismice se micșorează. Fenomenul a fost explicat de Gutenberg [22]. Aceasta este o indicație că stratul de viteză redusă se găsește la nivelul corespunzător adîncimii focarelor cutremurelor din Vrancea.

Ramura inferioară se observă pînă la distanța epicentrică de 15°. Ea reprezintă o dreaptă cu o înclinare $\frac{dt}{d\Delta} = 24$ s/grad, dar în unele cazuri e posibil să aibă o mică curbură, ceea ce corespunde unei oarecari măriri a vitezei cu adîncimea. Ramura superioară începe la $\Delta \approx 11 - 12°$. Pînă la $\Delta = 20°$, $5 - 21°,5$ ea este liniară cu o înclinare $\frac{dt}{d\Delta} = 20,4$ s/grad ; de la această distanță $dt/d\Delta$ începe să se micșoreze. Rezultă că la adîncimea la care pătrund razele seismice care ies la suprafața Pămîntului la distanța epicentrică $\Delta \approx 21°$ există o suprafață de discontinuitate unde are loc o creștere a vitezei. După Jeffreys [23], la această adîncime gradientul vitezei (și nu viteza însăși) suferă un salt important.

De observat că limita de discontinuitate care pentru hodocrona cutremurelor cu $h = 0,01\,R$ se manifestă la $\Delta \approx 21°$, corespunde în cazul hodocronei cutremurelor superficiale unei distanțe epicentrice de 23°.

Fig. 6. — Hodocronele undelor P şi S pentru cutremurul din 1945. IX. 7, $h = 75$ km.

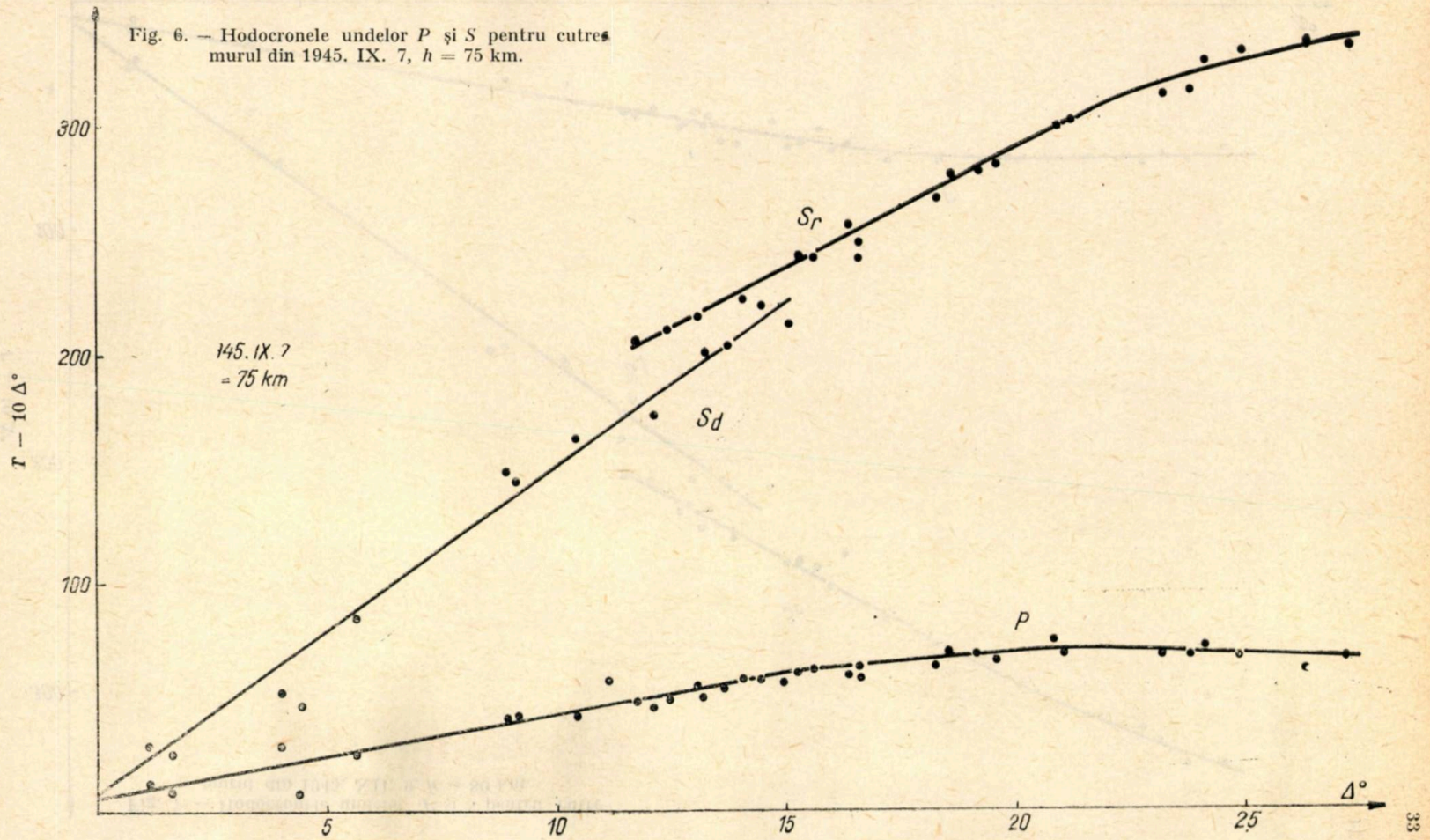


Fig. 7. — Hodocronele undelor P și S pentru cutremurul din 1945. XII. 9, $h = 80$ km.

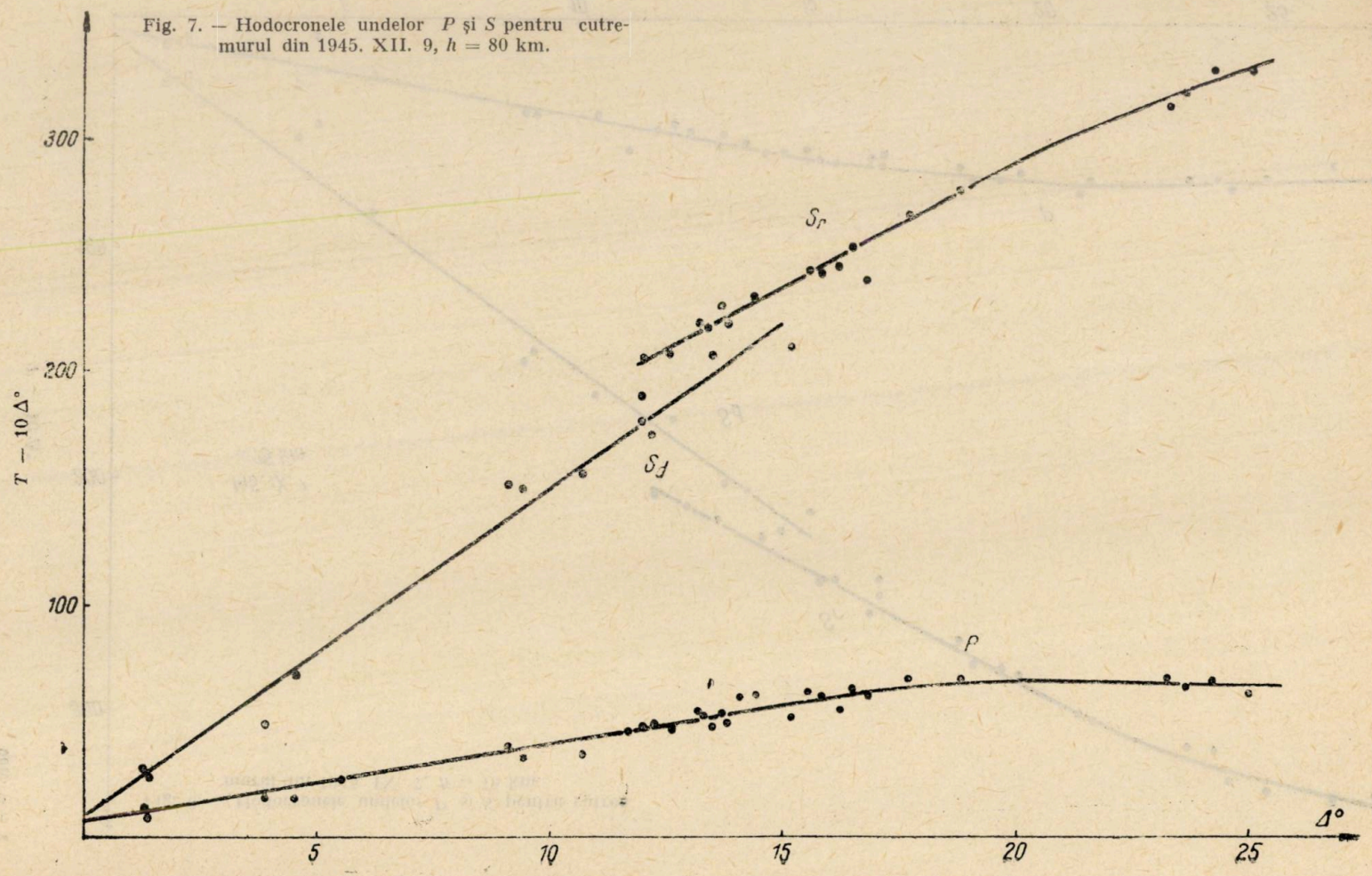
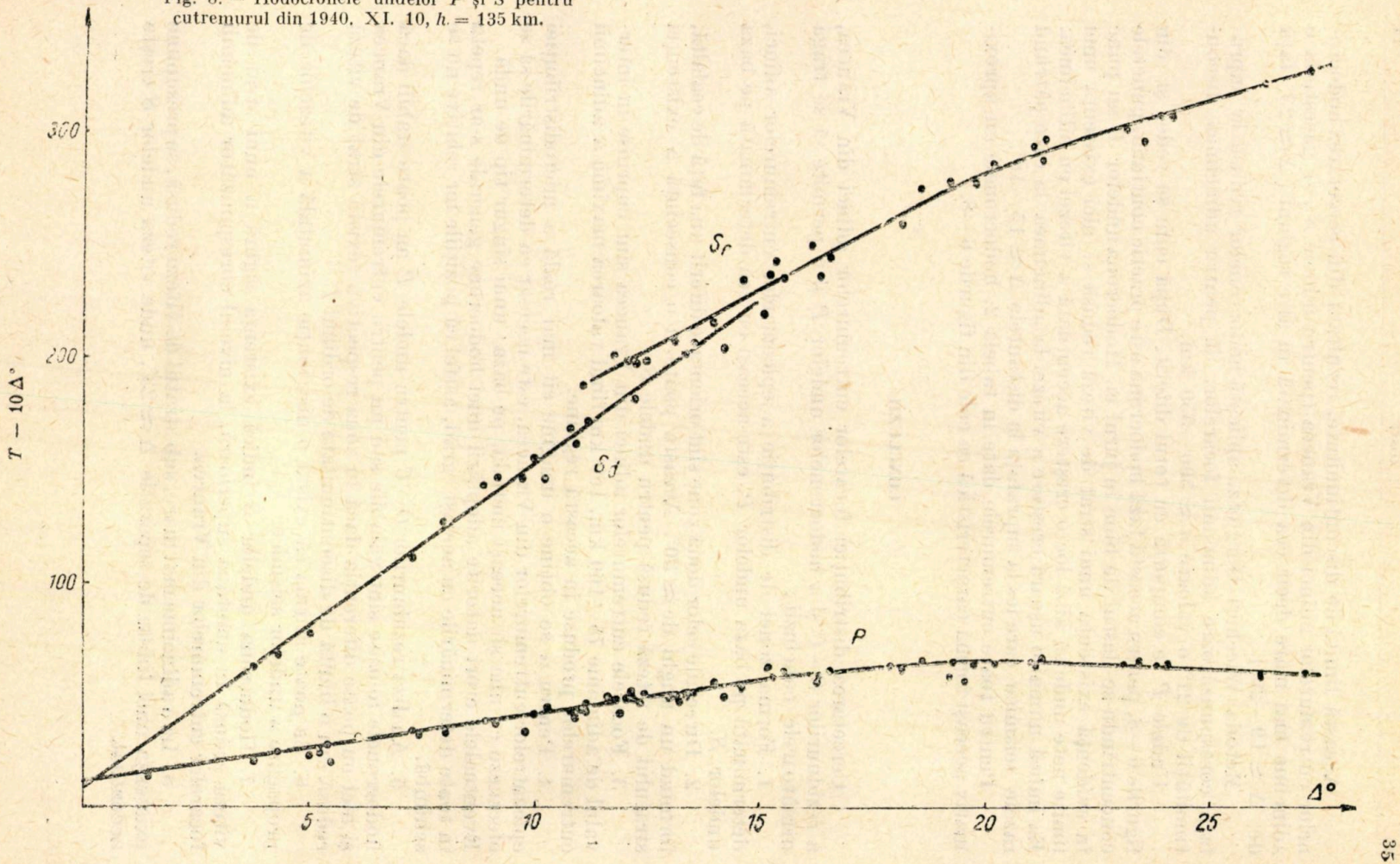


Fig. 8. — Hodocronele undelor P și S pentru cutremurul din 1940. XI. 10, $h. = 135$ km.



Această limită de discontinuitate, rezultată din cercetarea hodocronelor cutremurelor adînci din Vrancea (pentru undele *S*), se găsește la o adîncime mai mare decît cea determinată în alte regiuni ($\Delta \approx 23°$ față de $\Delta \approx 19-20°$).

Metoda Wiechert-Herglotz, aplicată hodocronelor reduse la suprafața corespunzătoare adîncimii focarelor, dă pentru adîncimea discontinuității de 21° o valoare $h \approx 500-550$ km.

Undele *P* se comportă cu totul diferit. După cum se vede și din figurile 6—8, pentru această fază hodocrona este practic continuă, punctele concentrîndu-se destul de bine în jurul ei. Hodocrona undelor *P* nu pune în evidență existența unui strat de viteză redusă și nici existența unei limite nete unde să aibă loc o creștere accentuată a vitezei cu adîncimea. Ea indică numai o ușoară creștere a vitezei la adîncimea la care pătrund razele seismice care ies la suprafață la distanțele $\Delta \approx 15-16°$.

Pentru toate cutremurele date în tabela 2, hodocronele au aproximativ aceeași formă caracteristică ca cele din figurile 6—8.

CONCLUZII

Cercetarea distribuției focarelor cutremurelor adînci din Vrancea, a reziduurilor $O-C$ și a hodocronelor undelor *P* și *S* permite să se tragă următoarele concluzii:

1. Forma zonei de distribuție a epicentrelor cutremurelor adînci, determinată pe baza undelor *P*, este aceeași cu cea determinată pe baza undelor *S*.

2. Direcțiile celor două zone sînt orientate diferit una față de cealaltă, formînd un unghi de $\approx 30°$. Aceasta poate fi o consecință a existenței stratului de viteză redusă pentru undele *S*.

3. Focarele cutremurelor adînci din Vrancea sînt cuprinse în intervalul de adîncime 75—160 km, 160 km fiind valoarea maximă a adîncimii cutremurelor produse în această regiune.

4. Pentru a se obține o imagine cît mai reală a microdistribuției epicentrelor cutremurelor din Vrancea, este necesar ca determinările să se efectueze cu una și aceeași metodă, pe baza unui singur tip de undă. Eventualele erori datorite adoptării unei hodocrone generale s-ar repeta în toate determinările cu același grad, astfel că pozițiile lor relative nu se schimbă.

5. Analiza reziduurilor $O-C$ pentru undele *P* nu poate stabili dacă hodocronele folosite sînt valabile sau nu pentru cutremurele din Vrancea și nici nu poate diferența dacă în zona respectivă există strat de viteză redusă sau o limită de discontinuitate de ordinul *I*.

6. Se poate afirma că există o distribuție azimutală a vitezelor de propagare a undelor seismice.

7. Hodocrona undelor *S* indică existența sigură a unui strat de viteză redusă în mantaua superioară, la nivelul corespunzător adîncimii focarelor cutremurelor din Vrancea.

8. La o adîncime mai mare, sub stratul de viteză redusă, se presupune existența unei limite de separație $\Delta \approx 23°$, unde viteza undelor *S* crește accentuat.

9. Hodocrona undelor P corespunde unui profil de viteză care nu indică existența unui strat de viteză redusă, ci numai o ușoară creștere la limita de 15°.

Pentru o cercetare mai amănunțită a acestei probleme este necesar să se efectueze studii pe baza unor metode care să cuprindă, pe lîngă caracteristicile cinematice ale undelor P și S, și pe cele dinamice (amplitudini, perioade etc.).

Primită la redacție la 1 decembrie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. H. JEFFREYS, *Some deep-focus earthquakes.* Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophy., Suppl. Dec., 1935.
2. B. GUTENBERG, C. F. RICHTER, *Depth and geographical distribution of deep-focus earthquakes.* Bull. Geol. Soc. Am., **49** (1938).
3. B. GUTENBERG, C. F. RICHTER, *Depth and geographical distribution of deep-focus earthquakes.* Bull. Geol. Soc. Am., **50** (1939 a).
4. B. GUTENBERG, C. F. RICHTER, *Seismicity of the earth and associated phenomena.* Princeton Univ. Press, 1954.
5. G. DEMETRESCU, *Le tremblement de terre des Montagnes de Vrancea du 13 juillet 1938.* Bull. Sc. Acad. Roum. **XXI**, *5—6*.
6. G. DEMETRESCU, *Le tremblement de terre des Montagnes de Vrancea du Ier novembre 1929.* Bull. Sc. Acad. Roum., **XXII**, *1*.
7. G. DEMETRESCU, *Détermination de l'épicentre du tremblement de terre du 23 juin 1940 de la région de Vrancea.* Publ. Obs. Buc., 1941.
8. G. DEMETRESCU, *Détermination provisoire de l'épicentre du tremblement de terre de Roumanie du 10 novembre 1940.* Publ. Obs. Buc., 1941.
9. G. DEMETRESCU, *Cutremurul de la 18 mai 1943 din munții Vrancea.* Bul. St. Acad. R. P. R., Secția de șt. mat. și fizice, **V**, *2* (1953).
10. G. PETRESCU, *Détermination de l'épicentre du tremblement de terre de Roumanie du 22 octobre 1940.* Publ. Obs. Buc., 1941.
11. G. PETRESCU, *Détermination approchée des épicentres de quelques séismes enregistrés par les stations du service séismologique de Roumanie.* Publ. Obs. Buc., 1944.
12. G. DEMETRESCU, A. IACOVACHE, *Persistance et isolement du foyer seismique de la région de Vrancea en Roumanie.* Publ. Obs. Buc., 1942.
13. P. IONESCU, *Despre proprietatea de persistență a epicentrelor cutremurelor din Vrancea.* Bul. Acad. R. P. R., Secția de științe matematice și fizice, **VIII**, *3* (1956).
14. T IOSIF, *Considerații asupra cutremurelor din Vrancea.* St. cerc. astron. seism., *1* (1957).
15. T. IOSIF, *Cutremurul de la 23 mai 1953.* Bul. șt. Acad. R. P. R., Secția de științe matematice și fizice, **VIII**, *4* (1956).
16. Т. ИОСИФ, *Сейсмическая активность на территории Румынской Народной Республики* (1957—1959 гг.) Изв. АН СССР, сер. геофиз., *11* (1961).
17. Н. В. ШЕБАЛИН, *Использование соотношения между интенсивностью и бальностью землетрясений для оценки глубины астеносферы в районе Вранча.* Studia Geophys. Geod., *2* (1958).
18. I. LEHMANN, *S and the structure of the upper mantle.* Geophys. J. Roy. Astron. Soc., *4* (1961).
19. Т. ИОСИФ, *К вопросу о существовании слоя малых скоростей в верхней части оболочки Земли в Румынии.* Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., série de Géophysique, **8**, *1* (1965).
20. И. И. ПЯТЕЦКИЙ-ШАПИРО, Т. С. ЖЕЛАНКИНА, В. И. КЕЙЛИС-БОРОК, Л. Г. ПАВЛОВА, П. Т. РЕЗНЯКОВСКИЙ, *Определение эпицентров на цифровой электронной вычислительной машине.* ДАН СССР, **151**, *2* (1963).
21. H. JEFFREYS, *The times of P in Japanese and European earthquakes,* Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys., Suppl., *6* (1954).
22. B. GUTENBERG, *The asthenosphere low-velocity layer.* Ann. di Geofis., **12**, *4* (1959).
23. H. JEFFREYS, *The Earth,* 4th ed., Cambridge University Press, 1959.

CALIBRAREA APARATURII PENTRU MARI DEPLASĂRI[1])

DE

C. RADU

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

Cercetările seismologice moderne și diferitele programe de colaborare internațională conduc la necesitatea dezvoltării seismologiei experimentale în toate ramurile de studiu. Această dezvoltare, determinată de efortul crescînd în cunoașterea planetei noastre, corespunde și unor necesități practice ale economiilor naționale. În conformitate cu aceste cerințe, Secția de seismologie a Centrului de cercetări geofizice al Academiei Republicii Socialiste România a luat, începînd cu anul 1964, o serie de măsuri menite să asigure dezvoltarea seismologiei experimentale, măsuri concretizate în următoarele acțiuni :

1) modernizarea rețelei seismice a României :

a) echiparea stațiilor seismice existente cu aparatură de înaltă și joasă sensibilitate

b) înființarea unei stații seismice centrale,

c) stații seismice mobile ;

2) dezvoltarea seismologiei inginerești :

a) microraionarea seismică instrumentală,

b) efectul seismic al exploziilor.

Modernizarea rețelei seismice a României, determinată în primul rînd de cercetările privind focarul intermediar din Vrancea, corespunde și recomandărilor UNESCO privind seismicitatea Balcanilor [1].

Cercetările de seismologie inginerească, pe lîngă interesul pur științific, prezintă o mare importanță practică, deoarece rezolvă o serie de probleme legate de dezvoltarea economică a României.

În această lucrare ne vom ocupa de problema calibrării aparaturii de joasă sensibilitate — vibrograf pentru mari deplasări VBP—3—, existentă la Secția de seismologie și destinată înregistrării în zonele epicentrale și în vecinătatea zonei de explozie.

[1]) Comunicare prezentată la ședința de comunicări și referate a Centrului de cercetări geofizice al Academiei în ziua de 27 martie 1967.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 6, NR. 1, P. 39–47, BUCUREȘTI, 1968

Vibrograful VBP—3 [2] — [6], seismoreceptor de tipul pendulului cu traductor electrodinamic și amortizare electromagnetică (fig. 1), este destinat înregistrării deplasărilor orizontale și verticale cu amplitudini de la 0,1 la 10—20 cm, în intervalul perioadelor de la 0,01 la 1,0 s. Aparatul se poate folosi pentru studiul oscilațiilor solului, construcțiilor inginerești și mașinilor în zona marilor zguduiri, inaccesibile măsurării cu seismometre obișnuite. Înregistrarea oscilațiilor se efectuează prin metoda galvanometrică cu ajutorul oscilografelor magnetoelectrice situate la distanță de seismoreceptor.

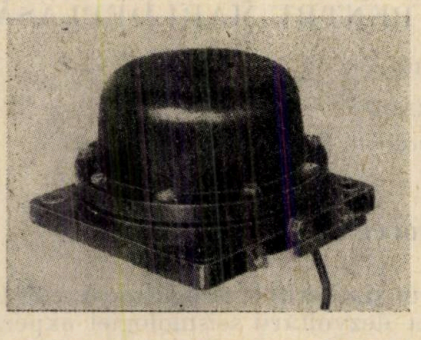


Fig. 1. — Vibrograful VBP — 3 cu carcasă de protecție (în stare de lucru).

Posibilitatea înregistrării marilor deplasări este determinată de soliditatea aparatului și de particularitățile sale de construcție : lungimea redusă mare a pendulului, lipsa unei limitări a oscilațiilor pendulului, amplasarea traductorului și amortizorului la mică distanță de axa de rotație în cîmpul magnetic radial uniform.

Pentru înregistrarea oscilațiilor orizontale, seismoreceptorul se dispune ca pendul vertical cu axa de rotație orizontală.

Pentru înregistrarea oscilațiilor verticale, corpul aparatului se rotește cu 90° în jurul axei orizontale, iar pe semiaxa pendulului se fixează două lamele de oțel care compensează momentul forței de greutate.

Seismoreceptorul se cuplează de obicei cu galvanometrul de joasă frecvență ($f = 5$ Hz) tip GB—III, instalat în oscilograful POB—12M. Galvanometrul se află în regim liniștit și integrează curenții care sosesc, curenți proporționali cu viteza de mișcare a pendulului.

Canalul seismoreceptor — galvanometru are ca urmare a acestui fapt o amplificare constantă ($\sim 8—10$) în intervalul de frecvențe 1 — 100 Hz.

Reducerea sensibilității se efectuează cu ajutorul rezistențelor conform schemei din figura 2, care păstrează neschimbat regimul de lucru al galvanometrului.

Rezistențele R și r se calculează după următoarele formule [3] :

$$R = (\beta - 1)\, R_s\,,$$

$$r = \frac{\beta}{\beta - 1}\, R_s\,, \qquad (1)$$

unde β este coeficientul de reducere (de obicei se ia egal cu 2 ; 5 ; 10 ; 20 ;50 ;100).

În timpul lucrărilor, seismoreceptoarele se îngroapă în teren sau se fixează rigid pe clădire și se unesc prin cabluri cu oscilograful.

Ermetizația aparatului pînă la presiunea de 1 atmosferă se asigură printr-o carcasă. Lipsa arcului pentru compensația forței de greutate face ca vibrograful să fie insensibil la variația temperaturii.

Calibrarea seismoreceptoarelor se efectuează pe o platformă vibrațională specială, în care deplasările liniare sînt înlocuite prin rotațiile unghiulare echivalente lor [3].

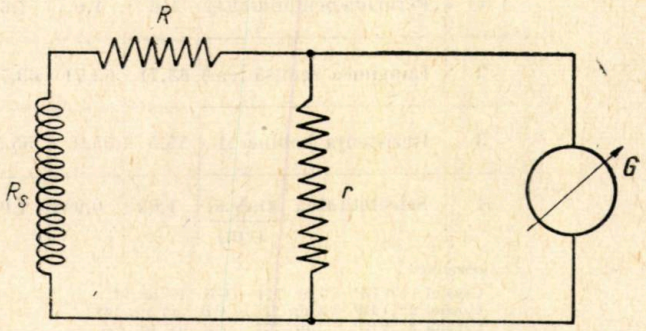


Fig. 2. — Schema de reducere a sensibilității canalului seismoreceptor — galvanometru.

METODICA. MATERIALUL DE OBSERVAȚIE

Calibrarea seismoreceptoarelor VBP—3 cu care este dotată Secția de seismologie s-a făcut în laboratorul de seismologie instrumentală al Institutului de Geofizică din Praga [2]), conform metodicii descrise în lucrările [3], [7]. Prin calibrare se înțelege operația de determinare a funcției $V(f)$, adică a curbei de amplificare a canalului seismoreceptor-galvanometru.

Dacă notăm cu $2y$ deplasarea platformei, iar cu $2Y$ deplasarea pe seismogramă, atunci amplificarea canalului se exprimă prin relația

$$V = \frac{2Y}{2y}. \tag{2}$$

Au fost folosite următoarele aparate :

— Seismoreceptorii VBP —3 cu numerele 774, 775, 777, 778 și 779,

— Galvanometrele tip GB—IV—S—15 cu numerele 97, 148, 258, 338 și 352.

— Oscilograful seismic POB — 12 M, nr. 38,

— Platforma de calibrație tip PRCN [7] a Institutului de geofizică din Praga — ($f = 1 - 100$ Hz ; $A_H = 0 - \pm 6$ mm ; $A_V = 0 - \pm 2{,}4$ mm $G_{max} = 50$ kg).

Parametrii seismoreceptoarelor tip VBP—3 sînt dați în tabela 1, care reprezintă sinteza fișelor tehnice întocmite de Biroul special de con-

[2]) Lucrarea a fost executată sub îndrumarea dr. V. Tobyáš cu ocazia vizitei lui C. Radu la Institutul de geofizică din Praga în martie 1967.

strucție (OKB) al Institutului de fizică a Pămîntului al Academiei de Științe a U.R.S.S.

Tabela 1

Sinteza fișelor tehnice întocmite de Biroul special de construcție (OKB) al Institutului de fizică a Pămîntului

Nr.	Denumirea parametrilor	VBP-3				
		774	775	777	778	779
1	Perioada pendulului(s)	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6
2	Lungimea redusă (cm)	63,71	63,71	63,71	63,71	63,71
3	Rezistența bobinei Ω	55,5	55,0	55,5	56,0	56,0
4	Sensibilitatea $\frac{(mV.s)}{(cm)}$	1,02	0,998	1,01	1,03	1,05

Observații

Canalul 1 : VBP – 3 nr. 774 + GB–IV nr. 97
Canalul 2 : VBP – 3 nr. 775 + GB– IV nr. 148
Canalul 3 : VBP – 3 nr. 777 + GB–IV nr. 258
Canalul 4 : VBP – 3 nr. 778 + GB–IV nr. 338
Canalul 5 : VBP – 3 nr. 779 + GB–IV nr. 352

Caracteristicile galvanometrelor tip GB–IV sînt date în tabela 2, care reprezintă un extras din fișa tehnică nr. 398, întocmită de OKB.

Tabela 2

Extras din fișa tehnică nr. 238 întocmită de Biroul special de construcție (OKB) al Institutului de fizică a Pămîntului

Nr.	Numărul galvanometrului	Tipul galvanometrului	Frecvența proprie (Hz)	Constanta la curent (A.m/mm)	Sensibilitatea la curent (mm/m.A)	Rezistența		Maximul curentului admis (mA)	Tipul amortizării	Distanța de focalizare (mm)	Data determinării
						interioară(Ω)	Exterioară (Ω)				
1	97	GB–IV–S–15	15	$5,5.10^{-8}$	18.100	50	600	0,025	electromagn.	370	1966 IV.9
2	148	–„–	15	$5,1.10^{-8}$	19.600	50	600	–„–	–„–	–„–	–„–
3	258	–„–	15	$5,5.10^{-8}$	18.100	50	500	–„–	–„–	–„–	–„–
4	338	–„–	15	$5,5.10^{-8}$	18.100	50	600	–„–	–„–	–„–	–„–
5	352	–„–	15	$5,1.10^{-8}$	19.600	50	600	–„–	–„–	–„–	–„–

Sensibilitatea galvanometrelor (tabela 2) s-a determinat în sistemul magnetic al OKB. Prin instalarea lor în noul sistem magnetic — POB — 12 M nr. 38 — apare necesitatea de a preciza caracteristicile, care pot să aibă deviații din cauza diferenței inducției magnetice a sistemelor. Parametrii precizați ai galvanometrelor au fost determinați la Secția de seismologie, conform indicațiilor din lucrările [8], [9].

Tabela 3

Operații în procesul de calibrare a aparaturii

Nr.	Operația	Aparatura	Scopul	Observații
1	A	VBP—3nr. 777+GB—IV nr.1—5, conform tabelei 2 : $f = 2-20$ Hz ; $2y = 0{,}4$ mm	Stabilirea amplificării maxime V_{max} pentru canalul VBP—3+GB—IV	$V_{max} \sim 90$
2	B	Canalele 1—5 conform tabelei 1 ; $f = 2-20$ Hz ; $2y = 0{,}2$ mm	Evidențierea frecării la frecvențe mici ; comportarea funcției $V(f)$ în intervalul 1—20 Hz	Apare fenomenul de frecare pentru $f \leqslant 3$ Hz.
3	C	Canale 1—5 conform tabelei 1 ; $f = 1{,}5-15$ Hz ; $2y = 1{,}07$ mm	Verificarea dependenței amplificării V de mărimea oscilației	Amplificarea V depinde de mărimea deplasării
4	D	Canalele 1—5, conform tabelei 1 ; $f = 10-40$Hz ; $2y = 0{,}19$ mm	Comportarea funcției $V(f)$ pentru $f > 20$ Hz	Amplificarea V practic constantă pentru $10 \leqslant f \leqslant 40$ Hz
5	E	VBP—3 nr.777+GB—IV nr. 258 ; $f = 2$ Hz ; $2y = 0{,}19-1{,}107$ mm	Stabilirea mărimii $2y$ pentru care nu mai este liniară $V = f(2y)$	$2y = 0{,}1$ mm.

Procesul de calibrare a comportat o serie de 5 operații (A — E), operații sintetizate în tabela 3 :

A. Pentru a ne orienta asupra posibilităților de amplificare ale canalului VBP—3 + GB — IV s-a cuplat VBP—3 nr. 777 pe rînd cu cele 5 galvanometre GB—IV. S-a obținut $V_{max} \sim 90$ pentru $f = 4$ Hz.

B. Pentru a observa comportarea platformei la frecvențe mici și a trasa curba $V(f)$ în domeniul $f < 20$ Hz, s-a cuplat fiecare vibrograf VBP—3 cu cîte un galvanometru GB—IV, conform tabelei 1. S-a constatat că la frecvențe mici ($f \leqslant 3$ Hz) apare fenomenul de frecare.

C. Pentru a studia dependența amplificării V de mărimea oscilației, s-a cuplat fiecare vibrograf VBP—3 cu cîte un galvanometru GB—IV, conform tabelei 1. S-a constatat dependența amplificării V de mărimea oscilației $2y$.

D. Pentru studiul comportării funcției $V(f)$ în domeniul $f > 20$ Hz, s-a extins operația B pînă la $f = 40$ Hz. Se constată o amplificare practic constantă în intervalul $10 \leqslant f \leqslant 40$ Hz.

E. Pentru stabilirea mărimii $2y$ pentru care $V = f(2y)$ nu mai este liniară, s-au studiat amplificarea canalului VBP—3 nr. 777 cu GB—IV nr. 258 pentru $f = 2$ Hz și $2y = 0{,}19 - 1{,}07$ mm (fig. 2).

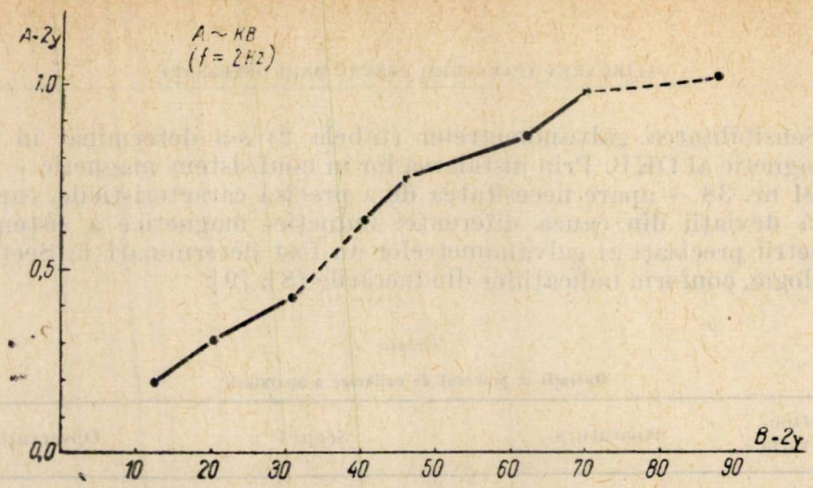


Fig. 3. — Graficul de corelaţie al funcţiei $V = (2y)$.

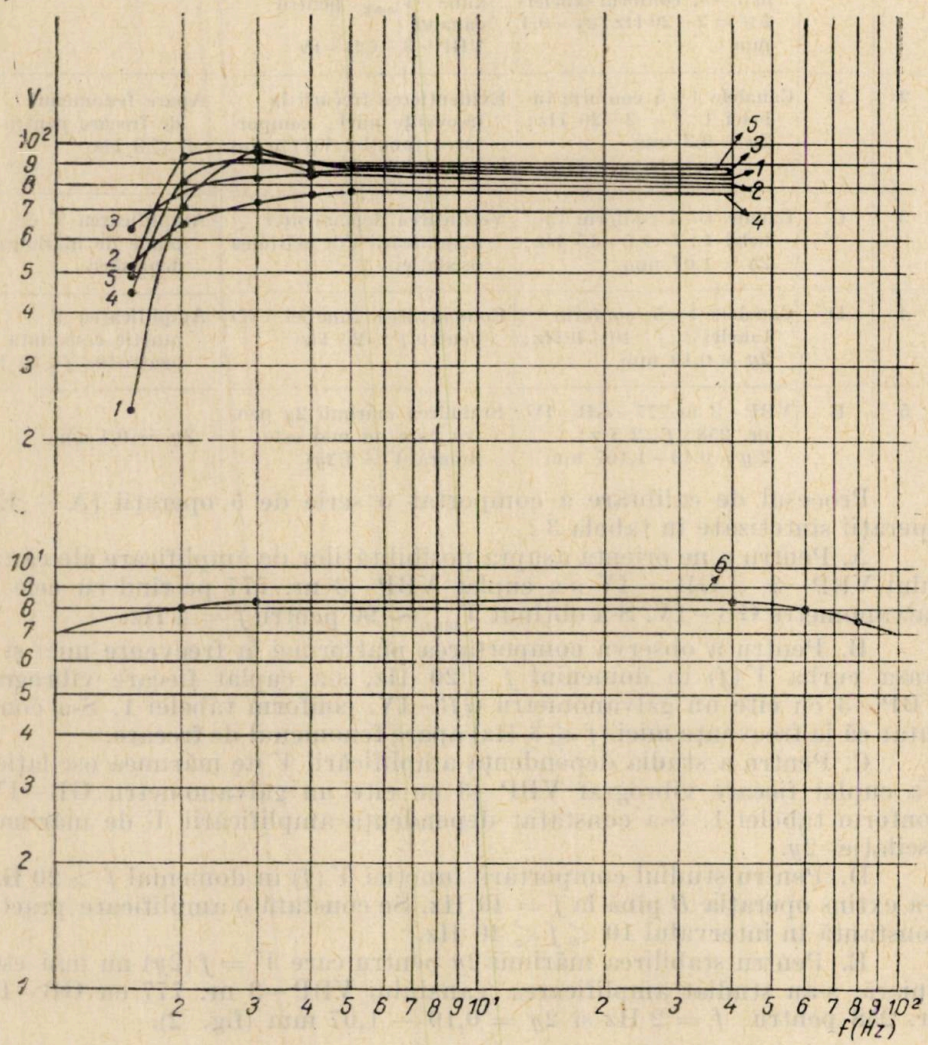


Fig. 4. — Curbele de amplificare pentru canalele :

1) VBP–3 nr. 774 + GB–IV nr. 97; 2) VBP–3 nr. 775 + GB–IV nr. 148; 3) VBP–2 nr. 777 + GB –IV nr. 258; 4) VBP–3 nr. 778 + GB–IV 338; 5) VBP–3 nr. 779 + GB–IV nr. 352; 6) VBP–3 + 6B – III.

Se observă că pentru $2y = 0{,}1$ mm, funcţia $V = f(2y)$ nu mai este liniară, sau, cu alte cuvinte, mărimea $2y = 0{,}1$ mm reprezintă amplitudinea minimă care se poate măsura cu seismoreceptorul VPB $-$ 3 $+$ $+$ GB $-$ IV.

Prin combinarea operaţiilor C şi D au rezultat curbele de amplificare $V(f)$ pentru domeniul $f \leqslant 40$ Hz (fig. 4).

Curbele $V(f)$ din figura 4 permit calculul deplasării solului cînd se cunoaşte frecvenţa de oscilaţie. Se observă că maximul curbelor este cuprins în intervalul 3$-$5 Hz, iar pentru $f \geqslant 2 - 3$ Hz, amplificarea este constantă.

Pentru a compara curbele de amplificare ale canalelor VBP$-$3 $+$ $+$ GB $-$ IV şi VBP$-$3 $+$ GB $-$ III, în figura 4 s-a reprezentat şi curba de amplificare a canalului VBP $-$ 3 $+$ GB $-$ III. Se observă că raportul amplificării celor două canale este aproximativ 10 :1 pentru f $>$ 2 Hz.

În continuare vom prezenta două observaţii privind problemele practice care apar la staţiile seismice :

1. *Calibrarea aparaturii prin comparaţie.* Funcţia $V(f)$ obţinută de noi pentru canalul VBP$-$3 $+$ GB $-$IV serveşte ca bază pentru obţinerea funcţiei $V(f)$ corespunzătoare oricărei combinaţii VBP $-$ 3 $+$ galvanometru. Ne vom opri asupra combinaţiei VBP $-$ 3 $+$ GB $-$ III.

Amplificarea V a unui seismograf este dată de relaţia $V = V_0 U$, unde caracteristica de frecvenţă U a seismografului conţine caracteristica de frecvenţă a seismometrului U_1 şi a galvanometrului U_2 ; primul termen V_0 are forma [9]

$$V_0 = 2A \frac{G_{12}}{l_1} \cdot \frac{D_2}{T_2^2} S_u. \tag{3}$$

Scriind relaţia $V = V_0 U$ pentru două tipuri de galvanometre (în cazul nostru GB $-$ III şi GB $-$ IV), avem

$$V^{III} = 2A \frac{G_{12}}{l_1} \frac{D_2^{III}}{(T_2^{III})^2} S_u^{III} U_1 U_2^{III} \tag{4}$$

şi

$$V^{IV} = 2A \frac{G_{12}}{l_1} \frac{D_2^{IV}}{(T_2^{IV})^2} S_u^{IV} U_1 U_2^{IV}. \tag{5}$$

Prin împărţirea relaţiilor (4) şi (5) rezultă

$$\frac{V^{III}}{V^{IV}} = \frac{D_2^{III}}{D_2^{IV}} \left(\frac{T_2^{IV}}{T_2^{III}} \right)^2 \frac{S_u^{III}}{S_u^{IV}} \cdot \frac{U_2^{III}}{U_2^{IV}} = C, \tag{6}$$

sau

$$V^{III} = C\, V^{IV}. \tag{7}$$

Relaţia (7), care exprimă dependenţa dintre curbele de amplificare a două canale (seismometrul combinat pe rînd cu două tipuri de galvanometru) are o mare importanţă practică, deoarece permite calculul funcţiei

$V(f)$ pentru orice combinație seismometru-galvanometru dacă se cunoaște combinația pentru un anumit tip de galvanometru. În cazul cercetărilor noastre se pune problema trecerii de la combinația VBP—3 + GB — IV la combinațiile VBP—3 + GB — III și VBP—III + GK—VI, combinații folosite în studiul exploziilor și al cutremurelor locale. Operația este foarte simplă, deoarece nu necesită decît cunoașterea constantelor galvanometrelor.

2. *Folosirea seismoreceptorului VBP—3 pentru înregistrarea cutremurelor puternice.* Echiparea stațiilor seismice din vecinătatea epicentrelor cu aparatură de joasă sensibilitate se impune cu necesitate, deoarece permite obținerea de informații asupra cutremurelor foarte puternice. Existența acestei aparaturi ridică însă probleme economice (consumul de hîrtie fotografică), deoarece cutremurele puternice se produc foarte rar.

Apare astfel necesitatea folosirii aparaturii de joasă sensibilitate în cele mai avantajoase condiții fără a micșora importanța științifică a informațiilor culese. În acest scop propunem înregistrarea pe aceeași seismogramă a oscilațiilor seismice recepționate de aparatura de înaltă (S_1) și de joasă (S_2) sensibilitate[3]). Realizarea tehnică a acestei scheme de lucru este ușoară, deoarece necesită o instalație simplă. Schema-bloc este prezentată în figura 5.

În principiu este vorba de un sistem de declanșare care să acționeze becul colimatorului aparaturii S_2 numai atunci cînd amplitudinea oscilațiilor depășește o anumită limită A_0. Această amplitudine se stabilește în funcție de intensitatea cutremurelor și de caracteristicile aparaturii S_1. Pe seismogramă vor apărea două urme suprapuse: amplitudinile mari (slabe) ale aparaturii S_1 și amplitudinile mici (dar puternice) ale aparaturii S_2. Suprapunerea celor două înregistrări nu va conduce la greutăți în citirea

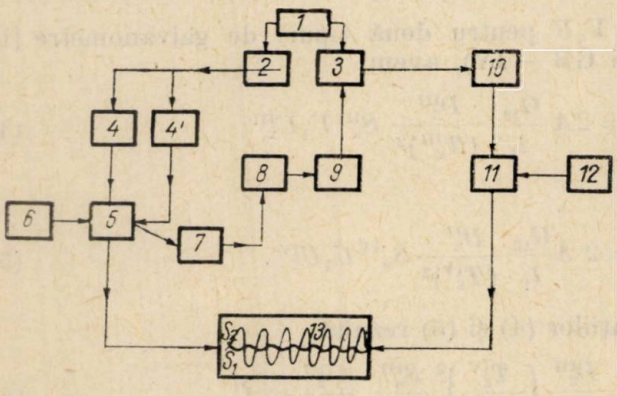


Fig. 5. — Schema — bloc pentru înregistrarea pe aceeași seismogramă cu aparatura S_1 (sensibilitate înaltă) și aparatura S_2 (sensibilitate joasă): 1 — alimentare c. c.; 2, 3 — releu; 4, 4' — colimator S_1; 5 — galvanometru S_1; 6 — seismometru S_1; 7 — fotorezistență; 8 — amplificator; 9 — circuit RC; 10 — colimator S_2; 11 — galvanometru S_2; 12 — seismometru S_2; 13 — sistem de înregistrare.

seismogramei, datorită raportului mare dintre amplitudinile și intensitățile lor diferite.

Din felul cum s-a pus problema rezultă că aparatura S_2 nu va înregistra primul impuls (care este înregistrat foarte bine de aparatura S_1), dar va înregistra amplitudinile mari (care apar foarte slab sau de loc în cazul aparaturii S_1).

[3]) Această problemă a fost studiată anterior de N. V. Șebalin.

În condițiile concrete din țara noastră, echiparea cu aparatură seismică de joasă sensibilitate se referă în special la stația Vrîncioaia, stație seismică situată chiar în interiorul zonei epicentrale Vrancea.

Aparatura existentă în prezent (VEGIK$_z$ + GK—VI : $T_1 = 1{,}2$s ; $D_1 = 0{,}6$; $T_2 = 0{,}25$; $D_2 = 2{,}26$; $V_{max} \sim 12\,500$) urmează a fi completată cu aparatură de joasă sensibilitate (VBP—3 + GB—III, $V_{max} \sim 8$—10), care să intre în funcțiune numai la cutremurele puternice ($M \geqslant 4{,}5$).

CONCLUZII

1). Seismoreceptorul VBP—3, cuplat cu galvanometrul GB—IV—S—15, asigură amplificarea $V_{max} \sim 100$.

2). Trecerea de la curba de amplificarea $V(f)$ a canalului VBP—3 + GB—IV (fig. 3) la curba de amplificare a canalului VBP—3 + GB—III necesită numai cunoașterea constantelor galvanometrului GB—III.

3). Schema-bloc din figura 5, creează posibilitatea înregistrării pe aceeași seismogramă a aparaturii cu înaltă și joasă sensibilitate.

4) Echiparea Secției de Seismologie cu aparatură seismică de tip VBP—3 va permite executarea de studii privind efectul exploziilor în imediată vecinătate a zonei de pușcare.

Primită la redacție la 1 decembrie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. * * * *Réunion d'experts sur la séismicité des Balkans.* Rapport de l'UNESCO, Skopje, 1966.
2. Д. А. ХАРИН, Б. Г. РУЛЕВ, *Электродинамический сейсмограф для записи больших перемещений.* Изв. АН СССР, сер. геофиз., *1* (1957).
3. Б. Г. РУЛЕВ, Д. А. ХАРИН, *Сейсмографы для регистраций больших перемещений.* Тр. Инст. физики земли АН СССР, **16**, 57—71 (1961).
4. * * * *Сейсмоприемник ВБП-3 для записи больших перемещений* (*Prospect*) АН СССР, 1960, Москва 1963.
5. * * * *Аппаратура для инженерно — сейсмических исследоеаний* (*Prospect*), Машприборинторг, Москва 1960.
6. * * * *Описание и краткая инструкция по эксплуатации вибрографа больших перемещений.* АН СССР, Москва, 1966.
7. *Rüttelische „PR" für Prüffrequenzen bis max. 250 Hz, geeignet zur Durchführung von Schüttelfestigkeitsprüfungen nach VDE* 0410/1.53 (*Prospect*), „Karl Schenck Maschinen fabrik GMBH Darmstadt.
8. В. Т. АРХАНГЕЛЬСКИЙ и др., *Аппаратура и методика наблюдений на сейсмических станциях СССР.* Изд. АН СССР, 1962.
9. V. TOBYÁŠ, *The Choice of Galvanometers for Electromagnetic Seismograph.*, Geofysikálni Sboník, 179—188 (1962).

SPECTRELE UNDELOR SEISMICE ALE CUTREMURELOR ADÎNCI DIN VRANCEA[1])

DE

T. IOSIF și S. IOSIF

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

Într-un articol precedent [1] a fost studiată compoziția spectrală a oscilațiilor cutremurelor de mică adîncime produse în regiunea situată la curbura Carpaților. S-au construit graficele funcțiilor $N = f(T)$ și $\Sigma A = f(T)$, din analiza cărora a rezultat existența unei perioade predominante pentru fiecare stație seismică românească.

Cercetările continuă în lucrarea de față cu analiza spectrelor de frecvență ale oscilațiilor provocate de cutremurele adînci din aceeași regiune.

1. APARATURA ȘI DATELE DE OBSERVAȚIE

Studiul are la bază materialul furnizat de rețeaua de stații seismice românești : Vrîncioaia (VRÎ), Focșani (FOC), Bacău, (BAC), Cîmpulung (CMP), București (BUC) și Iași (IAS). Înregistrările s-au făcut cu penduli seismici cu înregistrare mecanică, construiți de prof. G. Demetrescu.

La toate stațiile amplificarea este aproximativ constantă pe un interval larg de perioade ale oscilațiilor seismice, ceea ce dă un caracter unitar materialului de observație.

Cutremurele cercetate sînt date în tabela 1, care conține coordonatele epicentrice, adîncimea focarelor, magnitudinea, stațiile și componentele pe care s-au făcut măsurătorile.

Epicentrele acestor cutremure sînt distribuite pe o suprafață relativ mică (fig. 1) în jurul unui epicentru mijlociu de coordonate geografice $\varphi = 45°,60\ N$ și $\lambda = 26°,58$ E. Ca adîncime, focarele cutremurelor sînt situate între 80 și 160 km.

---

[1]) Apare și în „Revue Roumaine de Géologie — Géophysique — Géographie, Série Géophysique, **12**, *1* (1968).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 6, NR. 1, P. 49–60, BUCUREȘTI, 1968

Tabela 1

Nr.	Data	H h	m	s	φ° N	λ° E	h_{km}	M	VRÎ	FOC	BAC	CMP	BUC	IAS
1	1952. VII. 14	21	01		45,67	26,57	115	4,2	E	—	N	E	E	—
2	VII. 16	03	57		64	68	135	4,6	E	—	N	E	N	—
3	VIII. 3	16	36		70	48	120	5,2	N	—	N	N	N	—
4	1953. II. 22	17	58	31	65	60	135	4,4	N	E	E	E	N	N
5	V. 9	02	59	17	63	60	135	4,5	E	E	E	E	N	N
6	V. 17	02	33	54	58	37	135	5,0	E	N	N	N	N	E
7	1954. IV. 13	10	06	36	72	80	120	4,9	E	N	N	E	N	E
8	X. 21	12	03	36	55	55	120	4,5	E	N	N	N	E	E
9	XII. 27	20	36	27	46,00	20	85	3,8	N	E	E	E	E	E
10	1955. IX. 19	13	08	20	45,75	82	90	3,6	N	E	E	N	N	E
11	XI. 14	17	52	32	70	52	155	4,6	N	—	E	E	N	N
12	XII. 27	08	11	33	70	40	145	4,6	—	N	N	E	N	E
13	1956. II. 16	15	50	56	80	55	125	4,0	E	N	E	N	N	N
14	1957. XII. 2	04	21	56	75	50	140	4,3	—	N	E	E	N	E
15	1958. VI. 25	07	22	12	72	80	155	4,5	—	N	N	E	N	N
16	1959. IV. 29	01	35	33	57	52	145	4,3	—	N	N	—	N	E
17	VI. 30	07	24	37	80	45	120	4,7	—	E	—	E	N	—
18	VIII. 2	03	33	02	55	58	125	4,3	—	N	N	E	N	—
19	X. 1	16	04		88	86	80	4,4	—	N	E	N	E	E
20	1960. I. 26	20	27	06	75	22	140	5,2	—	E	E	N	N	E
21	X. 13	02	21	26	67	61	140	5,4	—	—	N	E	E	—
22	1962. XI. 9	02	14	50	58	58	125	4,7	—	E	N	E	N	—
23	1965. I. 10	02	52	26	60	75	130	5,1	E	N	N	E	N	—
24	1966. I. 18	20	20	33	46,05	58	100	3,8	N	N	E	N	N	N

2. METODICA DE LUCRU

Prelucrarea seismogramelor s-a făcut conform metodicii adoptate în [1], la baza căreia se află procedeul lui Kanai [2]. În intervalul ales se măsoară toate perioadele și amplitudinile corespunzătoare și se determină perioadele predominante după frecvență și amplitudine:

$$N = f(T), \tag{1}$$

$$\Sigma A = f(T), \tag{2}$$

unde N este numărul de oscilații de frecvență dată, iar ΣA suma amplitudinilor oscilațiilor de aceeași frecvență.

Pentru determinarea spectrului oscilațiilor am separat din înregistrări partea cea mai intensă. În cazul cutremurelor adînci din Vrancea, la distanțe epicentrale mici, pe componentele orizontale aceasta coincide cu faza undei transversale *S*. Lungimea intervalului măsurat — oscilații cu amplitudini mai mari de 1/3 din maximul înregistrării — variază între 3 și 50 s.

Compoziția spectrală obținută în acest fel diferă într-o oarecare măsură de spectrul determinat pe baza analizei întregii seismograme. Diferența se manifestă în special în părțile laterale ale spectrului. Poziția maximului se menține, iar amplitudinea spectrului crește liniar cu lungimea intervalului analizat [3].

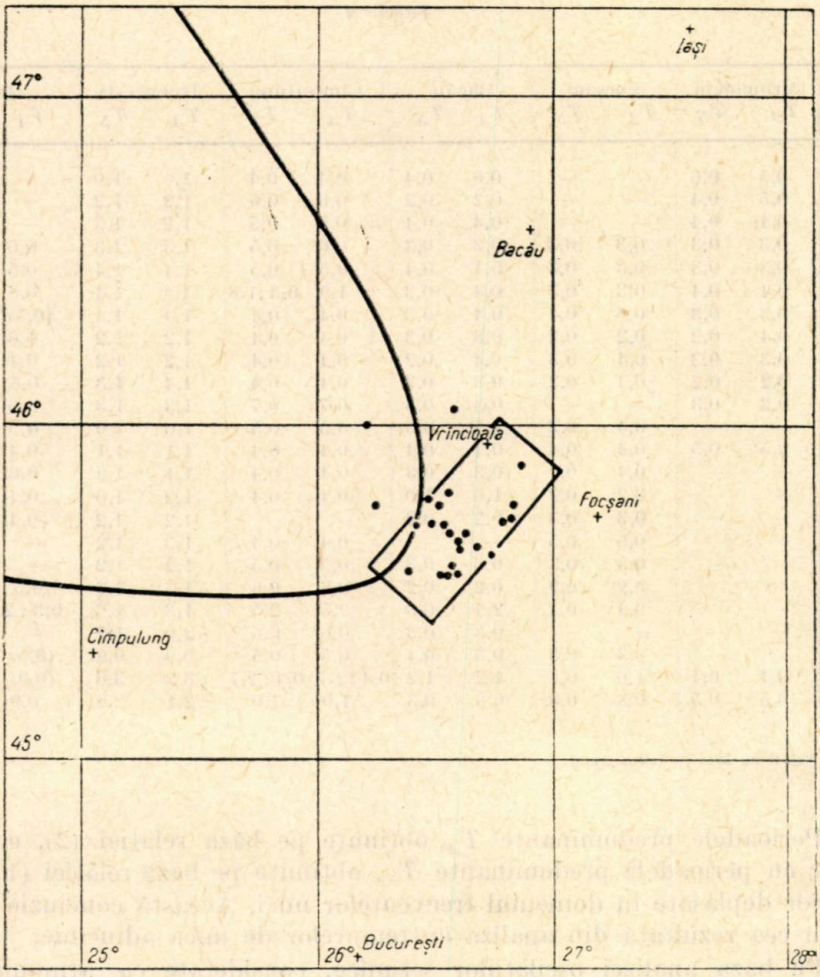


Fig. 1. — Distribuția epicentrelor.

3. ANALIZA ȘI INTERPRETAREA REZULTATELOR

3.1 SPECTRELE INDIVIDUALE

Rezultatele prelucrării înregistrărilor celor 24 de cutremure sînt sintetizate în tabela 2, unde sînt date pentru fiecare stație seismică perioadele corespunzătoare maximelor funcțiilor (1) și (2).

În figura 2 am reprezentat, ca exemplu, graficele (1) și (2) pentru un cutremur (1954.XII.27) la cele 6 stații seismice. Cu linie continuă s-a trasat, pe axa ordonatelor, suma amplitudinilor oscilațiilor cu o gamă determinată de frecvență $\Sigma A = f(T)$ iar cu linie întreruptă, numărul de oscilații observate în aceeași gamă de frecvențe, $N = f(T)$, în procente.

Pentru cutremurele adînci din Vrancea, la distanțe epicentrice mai mici de 180 km, maximul principal al spectrelor se separă în toate cazurile. Gama de frecvență a oscilațiilor măsurate este cuprinsă între 0,25 și 5 Hz

Tabela 2

Nr.	Vrîncioaia		Focşani		Bacău		Cîmpulung		Bucureşti		Iaşi	
	T_A	T_N	T_A	T_N	T_A	T_N	T_A	T_N	T_A	T_N	T_A	T_N
1	0,5	0,6	—	—	0,6	0,4	0,4	0,4	1,0	1,0	—	—
2	0,5	0,4	—	—	0,2	0,2	0,6	0,6	1,2	1,2	—	—
3	0,4	0,4	—	—	0,4	0,4	0,5	0,5	1,2	1,3	—	—
4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,6	0,5	1,3	1,3	0,6	0,6
5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	1,4	1,4	0,5	0,4
6	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	1,9	0,3 ; 1,8	1,4	1,4	0,8	0,4
7	0,3	0,3	0,6	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	1,4	1,4	(0,5)*	(0,5)*
8	0,4	0,2	0,2	0,2	0,8	0,3	0,4	0,4	1,2	1,2	0,6	0,6
9	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,2	0,4	0,4	1,2	1,2	0,4	0,4
10	0,2	0,2	0,4	0,2	0,3	0,3	0,4	0,4	1,4	1,3	0,6	0,6
11	0,3	0,3	—	—	0,3	0,3	0,7	0,7	1,3	1,3	0,6	0,6
12	—	—	0,4	0,2	1,5	0,3	0,5	0,5	1,0	1,0	0,3	0,3
13	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	1,1	1,1	0,4	0,4
14	—	—	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	1,1	1,2	0,6	0,3
15	—	—	0,2	0,2	1,6	1,0	0,4	0,4	1,2	1,0	0,4	0,4
16	—	—	0,3	0,3	0,2	0,2	—	—	1,2	1,2	0,4	0,4
17	—	—	0,5	0,5	—	—	0,4	0,4	1,3	1,2	—	—
18	—	—	0,3	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	1,2	1,2	—	—
19	—	—	0,9	0,9	0,2	0,2	0,6	0,6	1,2	1,2	0,5	0,6
20	—	—	0,4	0,4	2,4	0,3	2,5	2,5	1,3	1,3	0,3 ; 2,2	0,3
21	—	—	—	—	0,3	0,3	0,6	0,6	2,0	1,7	—	—
22	—	—	0,3	0,3	0,5	0,4	0,5	0,5	0,9	0,9	(0,5)*	(0,5)*
23	0,4	0,4	1,0	0,4	1,2	1,2	0,4 ; 2,7	0,4 ; 2,7	3,2	3,0	(0,9)*	(0,9)*
24	0,5	0,5	0,8	0,8	0,3	0,3	1,0	1,0	2,1	2,0	0,9	0,9

*) Valori mediate pe seismograme.

Perioadele predominante T_A, obținute pe baza relației (2), coincid practic cu perioadele predominante T_N, obținute pe baza relației (1), sau sînt ușor deplasate în domeniul frecvențelor mici. Această concluzie coincide cu cea rezultată din analiza cutremurelor de mică adîncime.

Pe baza analizei oscilațiilor seismice, considerate ca armonice, o dată cu determinarea perioadelor predominante în fiecare punct de observație se pune problema legăturii dintre acestea și factorii care le determină. Datele de observație s-au obținut în condiții geologice locale la diferite distanțe de focar. În funcție de stratificația geologică a mediului se înregistrează oscilații cu valori diferite ale amplitudinilor, ceea ce este confirmat de graficele de tipul celor din figura 2. Adesea se constată că amplitudinile dintr-un punct de observație sînt cu mult mai mari decît în altele, deși distanța epicentrică este aproximativ aceeași sau chiar mai mare. În unele cazuri, înregistrările pe cele două componente orizontale (N—S, E—V) au caractere deosebite. Deoarece avem de-a face cu unde directe, ne-am fi așteptat ca la stațiile BUC, BAC, IAS, VRÎ (situate spre N și S față de zona epicentrală) amplitudinile maxime să fie în direcția E—V, iar la CMP (situată spre V) în direcția N—S. Totuși, în multe cazuri, amplitudinile maxime se observă pe cealaltă componentă.

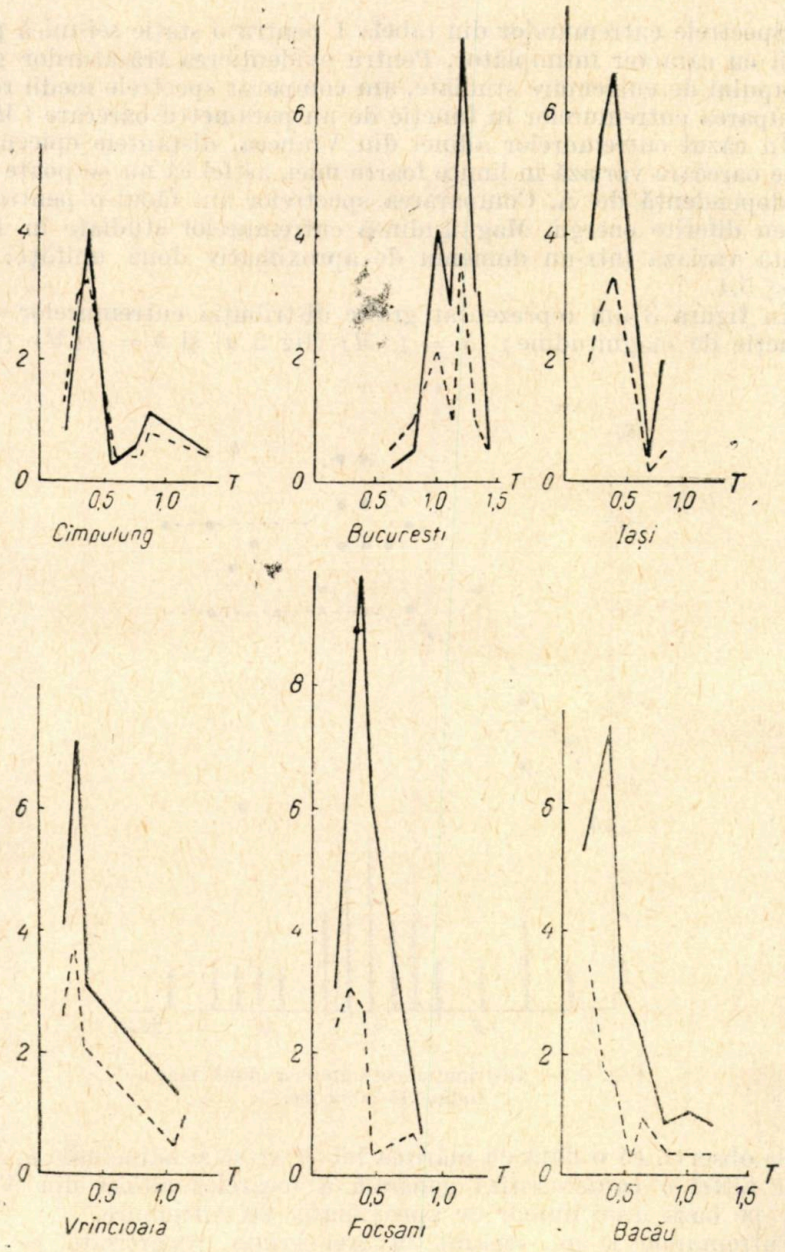


Fig. 2. — Spectrele de frecvență ale cutremurului din 1954. XII. 27 :
— $\Sigma A = f(T)$; . . . $N\% = f(T)$.

3. 2. SPECTRELE MEDII

Spectrele cutremurelor din tabela 1 pentru o stație seismică prezintă variații cu caracter întîmplător. Pentru evidențierea trăsăturilor generale ale grupului de cutremure studiate, am comparat spectrele medii rezultate din gruparea cutremurelor în funcție de un parametru oarecare (M, h, Δ).

În cazul cutremurelor adînci din Vrancea, distanțele epicentrice la o stație oarecare variază în limite foarte mici, astfel că nu se poate evidenția o dependență de Δ. Compararea spectrelor am făcut-o pentru cutremure cu diferite energii. Magnitudinea cutremurelor studiate în lucrarea prezentă variază într-un domeniu de aproximativ două unități: $3{,}6 \leqslant M \leqslant 5{,}4$.

În figura 3 am reprezentat grafic distribuția cutremurelor studiate în funcție de magnitudine; $N = f(M)$ (fig 3 *a*) și $h = f(M)$ (fig. 3*b*).

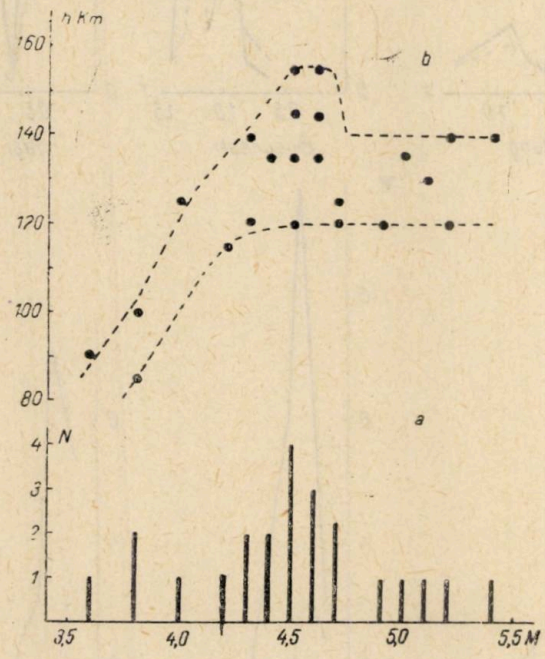


Fig. 3. — Distribuția cutremurelor după magnitudine și adîncime.

Se observă că o dată cu mărirea lui M cresc și adîncimile h. Aceasta este de altfel o caracteristică generală a focarelor adînci din Vrancea, dedusă pe baza unui număr de aproximativ 90 cutremure.

Cutremurele le-am separat în trei grupe, repartizate pe diferite intervale de magnitudine:

I $3{,}6 \leqslant M \leqslant 4{,}0$; $80 \leqslant h \leqslant 125$ km,
II $4{,}2 \leqslant M \leqslant 4{,}7$; $115 \leqslant h \leqslant 155$ km,
III $4{,}9 \leqslant M \leqslant 5{,}4$; $120 \leqslant h \leqslant 140$ km.

III

II

I

Vrîncioaia

Focșani

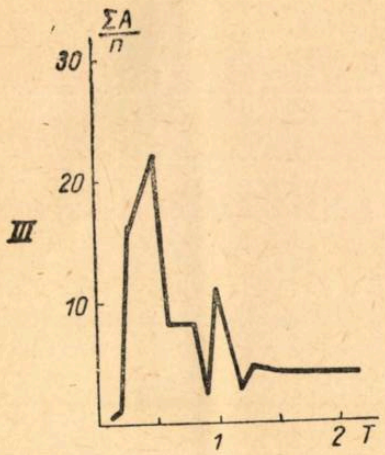
Bacău

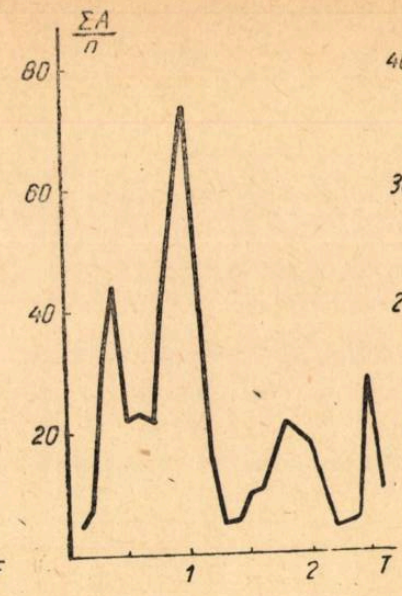
Cîmpulung

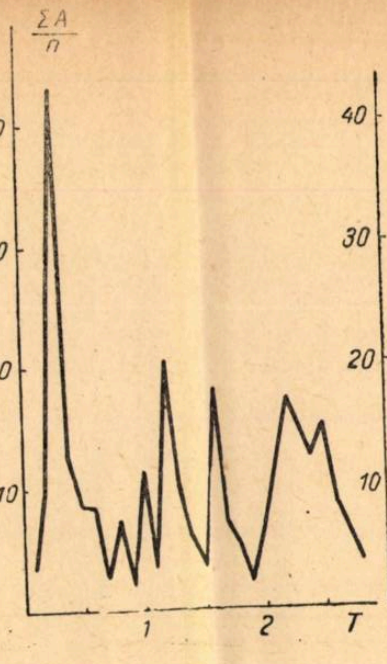
București

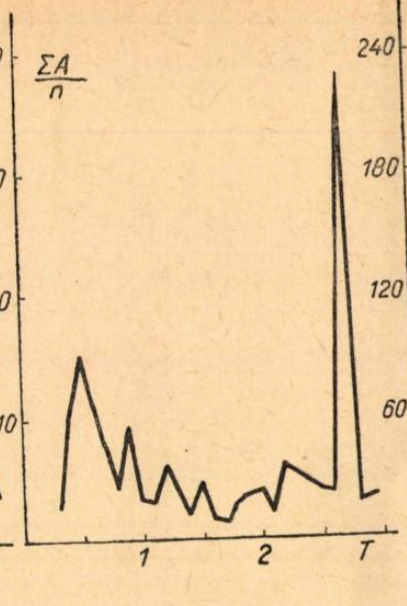
Iași

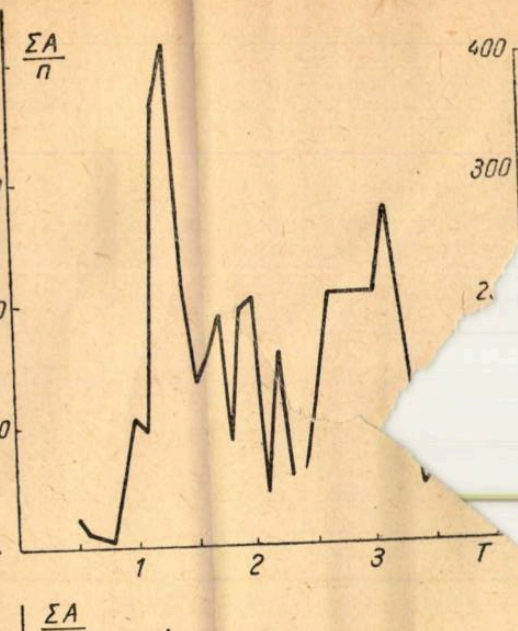
Fig. 5. — Spectrele de viteză : $I - 3{,}6 \leqslant M \leqslant 4{,}0$; $II - 4{,}2 \leqslant M \leqslant 4{,}7$; $III - 4{,}9 \leqslant M \leqslant 5{,}4$.

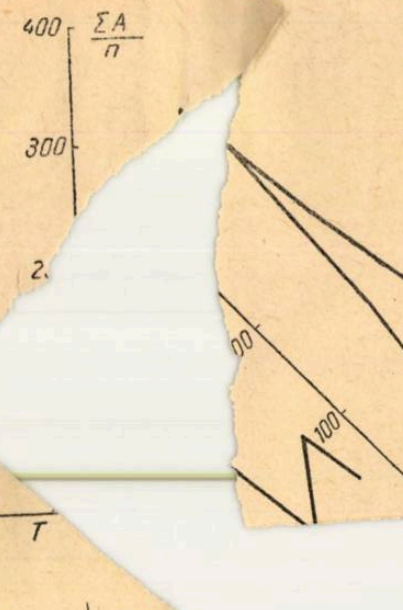




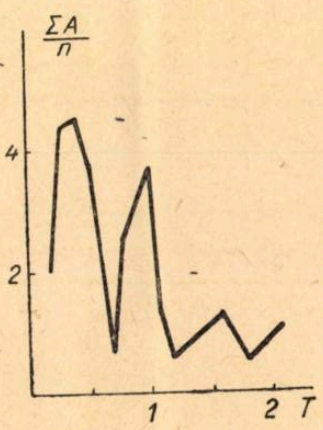


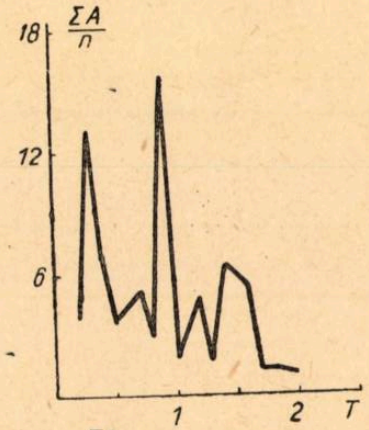


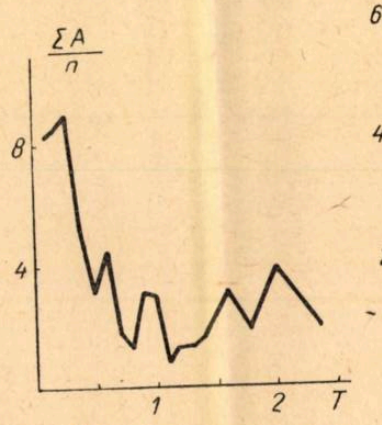


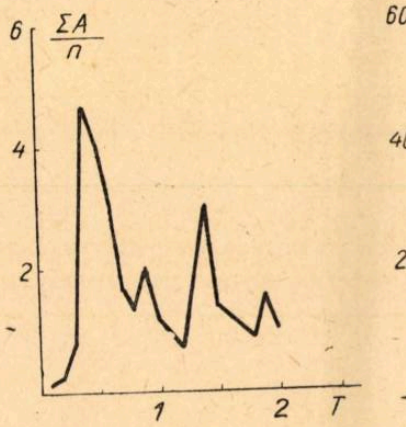


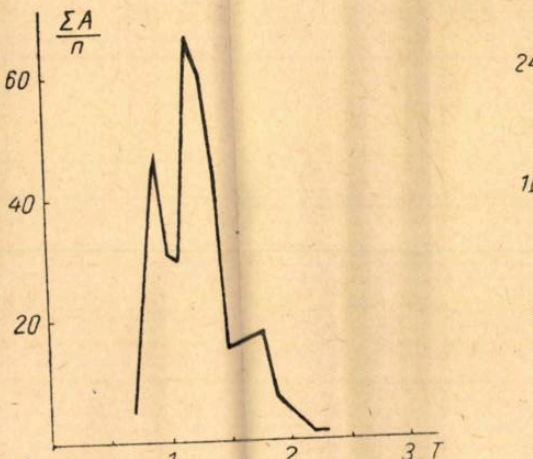
III

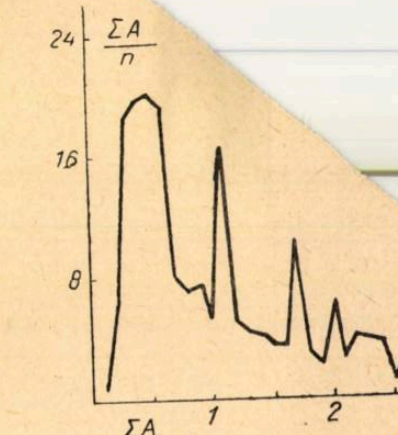




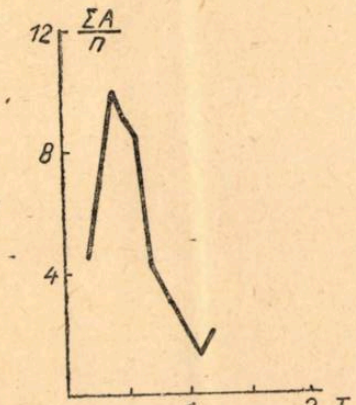




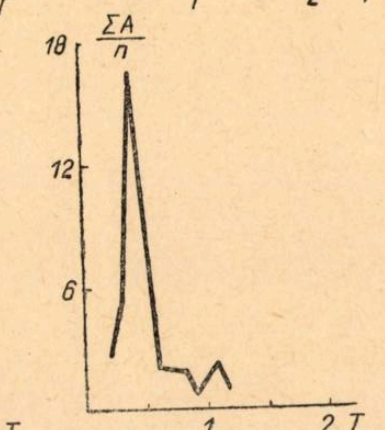




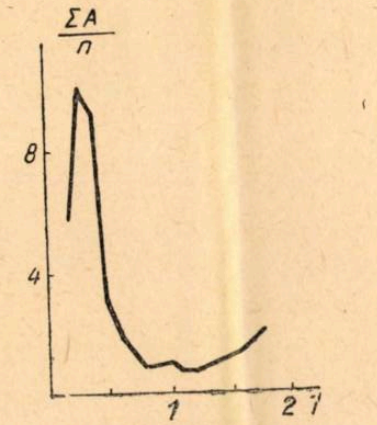
II



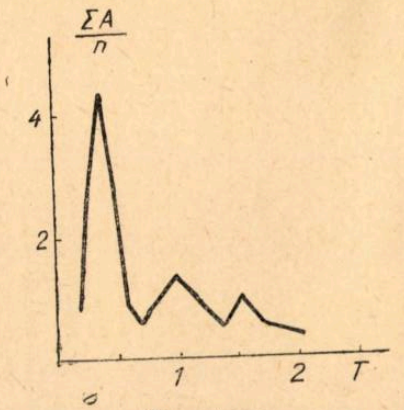
Vrîncioaia



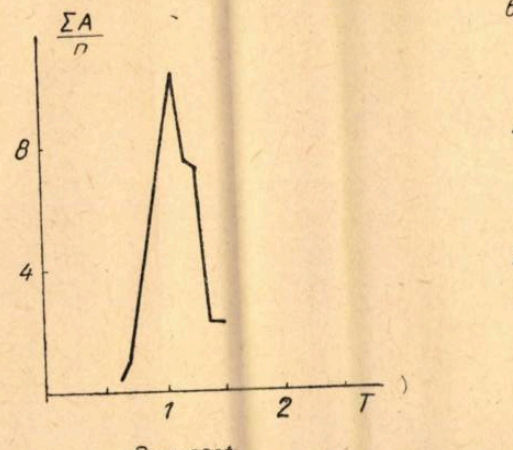
Focșani



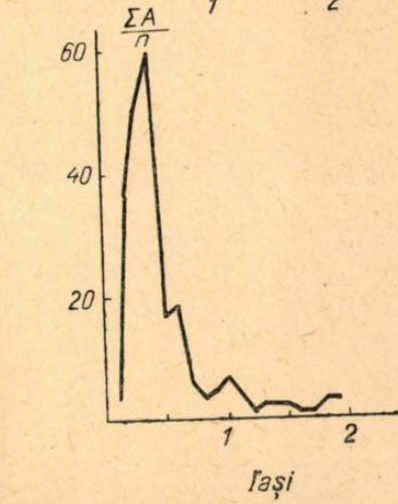
Bacău



Cîmpulung



București



Iași

I

Fig. 4. — Spectrele medii $I - 3{,}6 \leqslant M \leqslant 4{,}0$; $II - 4{,}2 \leqslant M \leqslant 4{,}7$ $III - 4{,}9 \leqslant M \leqslant 5{,}4$.

Spectrele de frecvență corespunzătoare, obținute prin mediere aritmetică, sînt reprezentate în figura 4.

Graficele au fost construite pe baza medierii respectiv a 3 (fig. 4 I), 14 (fig. 4 *II*) și 7 (fig. 4 *III*) spectre de cutremure. Compararea graficelor din figura 4 arată că forma și poziția relativă a spectrelor depind în mare măsură de condițiile microgeologice din punctul de observație. Această dependență se reflectă cu deosebire în nivelul spectrului după ordonată și în lărgimea lui. Prin lărgimea spectrului vom înțelege convențional [4] gama de frecvențe în care ordonata este egală cu 0,5 din ordonata maximului principal. Pentru spectrul deplasărilor se obțin următoarele valori:

$$\delta T = 0{,}25 - 0{,}45\, s \quad \text{VRÎ, CMP, BUC, IAS,}$$

$$\delta T = 0{,}1 - 0{,}3\, s \quad \text{FOC, BAC.}$$

Perioadele predominante rezultate din graficele din figura 4 sînt următoarele:

	I	II	III
VRÎ	0,4	0,4	0,5
FOC	0,4	0,3; 0,9	(0,4); 1,0
BAC	0,3	0,3	0,3
CMP	0,4	0,4	(0,5); 2,7
BUC	1,1	1,2	1,3
IAS	0,4	0,5	0,9

Cu creșterea energiei cutremurelor, la stațiile FOC, CMP, BUC și IAS maximul spectral prezintă o tendință de deplasare în domeniul frecvențelor mici. La stațiile VRÎ, BAC, în intervalul de magnitudini considerat, această tendință nu se observă.

Credem că un număr mai mare de cutremure cercetate ar fi permis deducerea unor concluzii mai amănunțite. E posibil ca discordanțele care apar la unele stații în spectrele din figura 4 să se datoreze grupării cutremurelor după magnitudinea determinată la stația București.

Sînt cutremure pentru care la stațiile seismice românești se obțin magnitudini discordante cu 1,5—2 unități.

3. 3. SPECTRELE DE VITEZE

Problema cercetată de noi are și o importanță practică. Perioadele predominante au un rol deosebit în efectul seismic asupra clădirilor. Observațiile instrumentale asupra comportării clădirilor în timpul cutremurelor și cercetări experimentale făcute pe structuri reale sau pe modele de structuri arată că construcțiile au oscilații cu caracter de rezonanță atunci cînd perioada lor proprie este apropiată de perioada de oscilație a solului.

În studiile ce se întreprind în legătură cu construcțiile antiseismice trebuie să se țină seama de efectele dinamice ale cutremurelor. Acestea se deduc pe baza spectrului de frecvență al oscilațiilor obținute din analiza seismogramelor. În ultimul timp, o dată cu spectrele accelerațiilor, pentru calculul acțiunilor seismice asupra construcțiilor s-a început să se folo-

seasca și spectrele de viteză, care reflectă mai bine gradul de intensitate al cutremurelor în punctul de observație. De aceea este mai indicat ca mărime de bază să fie luată viteza oscilațiilor particulelor.

Spectrele deplasărilor, vitezelor și accelerațiilor sînt legate între ele. Cunoscînd una dintre aceste mărimi, se pot determina și celelalte.

În figura 5 am reprezentat spectrele de viteză corespunzătoare spectrelor deplasărilor din figura 4.

Lărgimea spectrelor de viteză este aproximativ aceeași cu cea a spectrelor deplasărilor : $\delta T = 0{,}15 - 0{,}4$ s.

Ramurile din partea dreaptă, cu frecvențe mici, arată că între viteze și perioade există o dependență hiperbolică [5]. Ele pot fi aproximate de o relație de forma

$$V = a\, T^{-n}. \tag{3}$$

Datele experimentale (fig. 5) dau pentru n o valoare în jurul cifrei 2. Rezultă că spectrele de viteză descresc invers proporțional cu pătratul perioadelor $\left(\frac{1}{T^2}\right)$. Pentru constanta a se obțin mărimi variabile între 2 și 6 unități.

4. DEPENDENȚA PERIOADELOR PREDOMINANTE DE MAGNITUDINE $T = f(M)$

Cercetările făcute de diferiți autori au dus la concluzia că, o dată cu creșterea energiei în focar, perioada predominantă a undelor seismice crește.

Gutenberg și Richter [6] au efectuat cercetări în această direcție și au stabilit că între magnitudinea M și perioada T a undelor seismice, corespunzătoare amplitudinilor maxime, se observă următoarea dependență :

$$\lg T_0 = -1{,}1 + 0{,}1\, M.$$

Relația este valabilă pentru $M < 7$. Relații asemănătoare au găsit și alți autori [7], [8], [9].

Pentru a pune în evidență dependența perioadei predominante a oscilațiilor seismice de magnitudine, am construit graficele $T = f(M)$ pentru fiecare stație seismică. Graficele sînt date în figura 6, unde magnitudinea M este reprezentată pe axa absciselor, iar perioada T, corespunzătoare maximului spectral, pe axa ordonatelor.

Perioadele predominante pentru cele șase stații seismice se pot reprezenta prin următoarele relații :

$$\begin{aligned}
\lg T &= -0{,}46 + 0{,}04\ (M - 3{,}5)\ \text{VRÎ}\\
\lg T &= -0{,}45 + 0{,}03\ (M - 3{,}5)\ \text{FOC}\\
\lg T &= -0{,}50 + 0{,}06\ (M - 3{,}5)\ \text{BAC}\\
\lg T &= -0{,}40 + 0{,}07\ (M - 3{,}5)\ \text{CMP}\\
\lg T &= +0{,}02 + 0{,}07\ (M - 3{,}5)\ \text{BUC}\\
\lg T &= -0{,}37 + 0{,}08\ (M - 3{,}5)\ \text{IAS}
\end{aligned} \tag{4}$$

Din (4) rezultă că, în intervalul de magnitudine considerat ($3{,}6 \leqslant M \leqslant 5{,}4$), perioadele predominante prezintă o ușoară creștere.

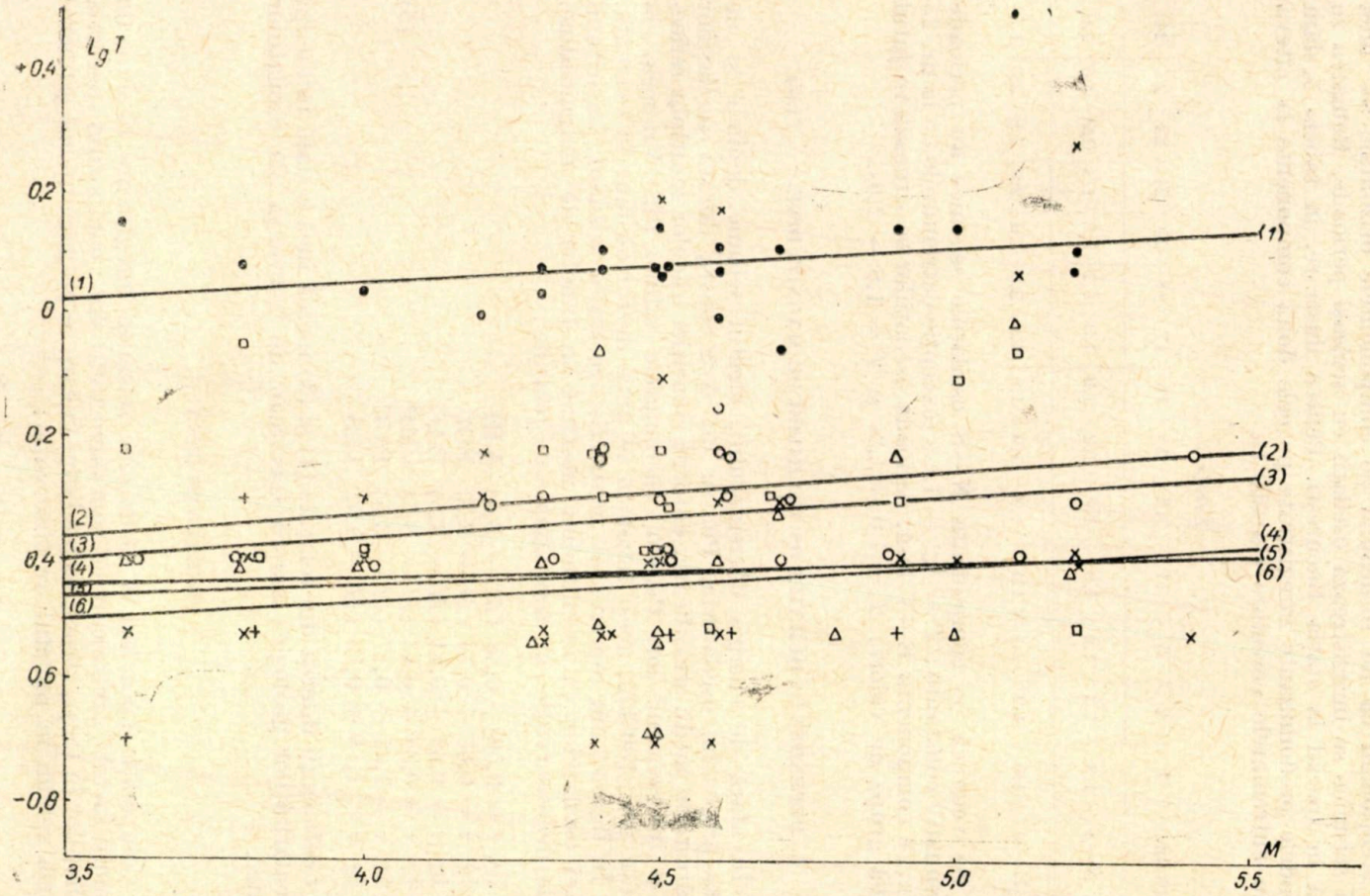


Fig. 6. — Dependența perioadei predominante de magnitudine: (*1*) — București (•); (*2*) — Iași (□); (*3*) — Cîmpulung (○); (*4*) — Focșani (△); (*5*) — Vrîncioaia (+); (*6*) — Bacău (×).

Menționăm că nu totdeauna pe componentele orizontale ale unei stații seismice se înregistrează oscilații cu aceleași perioade. Remarca se referă în special la stația București. Pentru ilustrare, în tabela 3, dăm perioadele predominante înregistrate pe cele două componente la cîteva dintre cutremurele cercetate (tabela 1).

Tabela 3

Nr. cutrem.	1	2	5	11	12	15	16	17	18	20	21	22	23	24
Comp. N—S	1,3	1,2	1,4	1,3	1,0	1,2	1,2	1,3	1,2	1,3	1,3	0,9	3,0	2,0
Comp E—V	1,0	1,2	1,1	1,4	1,3	1,9	1,9	1,9	2,0	1,9	2,0	1,8	2,0	1,5

Se vede că pe componenta N—S oscilațiile seismice au perioade aproximativ constante : $T = 1{,}2 - 1{,}4$ s (excepție cutremurele de la nr. 23 și 24). Pe componenta E—V însă, perioada oscilațiilor se situează în jurul a două grupe de valori : $T = 1{,}0 - 1{,}3$s și $T = 1{,}8 - 2{,}0$s.

5. DEPENDENȚA DURATEI OSCILAȚIILOR DE MAGNITUDINE, $\tau = f(M)$

În afară de energia cutremurului, efectul seismic depinde și de durata procesului oscilatoriu. Pentru un $\Delta \approx$ const., durata oscilațiilor se mărește în medii stratificate, datorită apariției undelor multiplu reflectate și interacțiunii lor. Pentru cutremurele adînci din Vrancea, la distanțe $\Delta < 180$ km, acest fenomen se pune destul de bine în evidență.

În figura 7 am reprezentat, pentru fiecare stație seismică, logaritmul duratei oscilațiilor cu amplitudine maximă în funcție de magnitudine. Datele de observație sînt aproximate de relațiile :

$$\begin{aligned}
\lg \tau &= 0{,}50 + 0{,}38\,(M - 3{,}5) \quad \text{VRÎ} \\
\lg \tau &= 0{,}65 + 0{,}14\,(M - 3{,}5) \quad \text{FOC} \\
\lg \tau &= 0{,}64 + 0{,}41\,(M - 3{,}5) \quad \text{BAC} \\
\lg \tau &= 0{,}36 + 0{,}13\,(M - 3{,}5) \quad \text{CMP} \\
\lg \tau &= 1{,}07 + 0{,}17\,(M - 3{,}5) \quad \text{BUC} \\
\lg \tau &= 1{,}18 + 0{,}18\,(M - 3{,}5) \quad \text{IAS}
\end{aligned} \tag{5}$$

Coeficienții diferiți din relațiile (4) și (5) indică încă o dată influența particularităților geologice asupra spectrelor de frecvență ale oscilațiilor seismice.

OBSERVAȚII FINALE

Compoziția spectrală a oscilațiilor seismice înregistrate depinde de mai mulți factori, dintre care cei mai importanți sînt : compoziția spectrală a oscilațiilor în focar, structura mediului în care se propagă undele și microgeologia solului în punctul de observație :

$$S_{(p.0)} = S_{(F)} \cdot S_{(\Delta)} \cdot S_{(s)}.$$

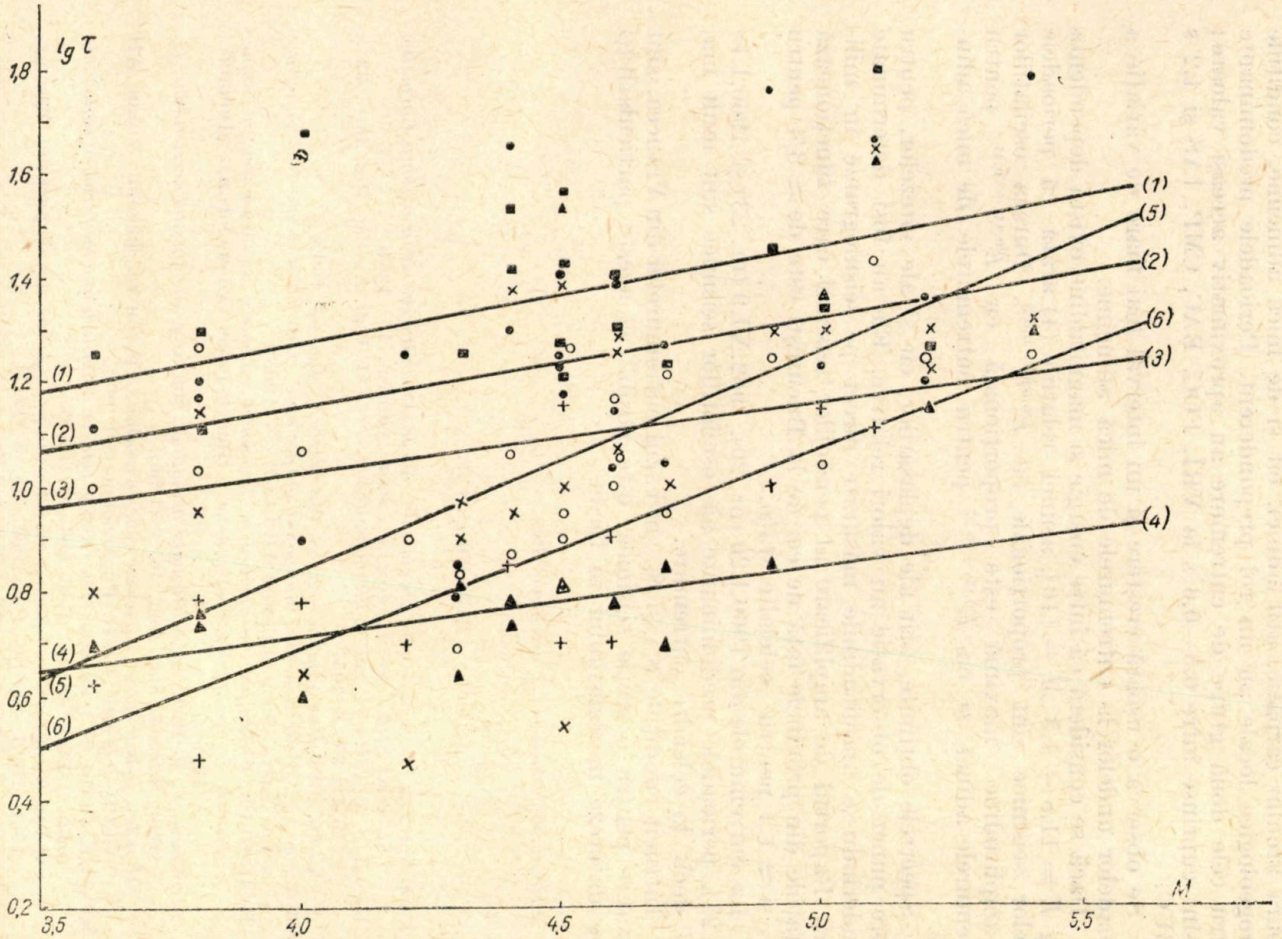


Fig. 7. — Dependența duratei oscilațiilor de magnitudine : (*1*) — Iași (■) ; (*2*) — București (•) ; (*3*) — Cîmpulung (o) ; (*4*) — Focșani (Δ) ; (*5*) — Bacău (×) ; (*6*) — Vrîncioaia (+).

La înregistrarea cutremurelor cu epicentrele în regiunea de la curbura arcului carpatic, atît adînci, cît și de mică adîncime, condițiile microgeologice locale au un rol preponderent. Perioadele predominante pentru cele două grupe de cutremure au aproximativ aceeași valoare; ele sînt cuprinse între 0,3—0,6 s la VRÎ, FOC, BAC, CMP, IAS și 1,2 s la BUC.

Se observă o ușoară creștere și un interval mai mare de variație a perioadelor undelor la cutremurele de mică adîncime.

Dacă se consideră că între energie și magnitudine există dependența $-\lg E = 11{,}8 + 1{,}5\ M - [10]$, atunci relațiile (4) arată că perioadele undelor seismice sînt proporționale cu $E^{0{,}020 \div 0{,}053}$. Durata oscilațiilor cu amplitudine maximă este proporțională cu $E^{0{,}11 \div 0{,}41}$ pentru cutremurele adînci și cu $E^{0{,}09 \div 0{,}27}$ pentru cutremurele de mică adîncime.

Spectrele obținute, atît ale deplasărilor, cît și ale vitezelor, pentru fiecare punct de observație au valori relative. Ele au fost determinate considerîndu-se amplitudinile măsurate direct pe seismograme în milimetri. Raportul de amplificare al pendulilor seismici care funcționează la stațiile din provincie față de cei de la București este de $\approx 3/4$ pentru Iași și $\approx 1/4$ pentru celelalte stații.

La cutremurele din 1960.I.26 (nr. 20), 1962.XI.9 (nr. 23) și 1966.I.18 (nr. 24), perioadele predominante ale oscilațiilor seismice sînt mult mai mari decît la celelalte cutremure.

Întrucît condițiile $S_{(\Delta)}$ și $S_{(s)}$, în cazul cutremurelor din Vrancea, sînt constante pentru o stație seismică, este posibil ca aceste particularități să se datoreze mecanismului în focar.

Primită la redacție la 1 decembrie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. T. Iosif, *Spectrele undelor seismice ale cutremurelor de mică adîncime de la curbura Carpaților* St. cerc. geol., geofiz., geograf., seria geofizică, **4**, *1* (1966).
2. K. Kanai et al. *Measurement of the micro-tremor. I—VII.* Bull. Earthq. Res. Inst., **32**, *2* (1954); **35**, *1* (1957).
3. А. А. Харкевич, *Спектры и анализ.* Физматгиз. Москва, 1962.
4. Ершов, и др., *Сейсмическое микрорайонирование Петропавловска-Камчатского.* Тр. Ин-та. физики Земли АН СССР, *36* (1965).
5. С. В. Пучков, *Спектры ускорений и скоростей сильных землетрясений, отнесенных к различным грунтам.* Инженерная сейсмология, Душанбе, *3—4* (1966).
6. B. Gutenberg, C. F. Richter, *Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. II.* Bull. Seismol. Soc. Am., **46**, *2* (1956).
7. . . . *Методы детального изучения сейсмичности*, Тр. Ин-та. физики Земли АН СССР, *9* (1960). Ю. В. Ризниченко (sub red).
8. K. Kanai, K. Osada, S. Yoshizawa, *The relation between amplitude and the period of earthquake motion.* Bull. Earthq. Res. Inst. **31** (1953).
9. К. Касахара, *О природе сейсмических источников. Слабые землетрясения.* Москва, 1961. (Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 3 (1957).
10. B. Gutenberg, C. F. Richter, *Magnitude and Energy of Earthquakes*, Ann. di Geofisica, *9* (1956).

DIRECȚIA PROBABILĂ A ZONEI EPICENTRALE VRANCEA[1)]

DE

C. RADU

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

Cea mai interesantă regiune seismică a Munților Carpați se află în România, în zona de curbură a Carpaților, zonă cunoscută sub numele de Vrancea ($\varphi = 45{,}8°\mathrm{N}$; $\lambda = 26{,}7°\mathrm{E}$). Un studiu complex al acestei regiuni a fost făcut de către C. Radu în lucrarea [1].

Distribuția focarelor din această regiune indică existența a două zone seismice diferite ([2], fig. 2) [2)]:

— zona cutremurelor adînci ($100 \leqslant h \leqslant 200$ km), legată de curbura bruscă a arcului carpatic;

— zona cutremurelor puțin adînci ($h < 100$ km), care cuprinde focarele de la Rîmnicu-Sărat, Mărășești și Tecuci.

Zona cutremurelor adînci este cuprinsă între 45,3 și 46°,0 latitudine nordică și între 26,0 și 27°,0 longitudine estică și are o suprafață de $2{,}35 \cdot 10^3$ km^2 [1].

Activitatea seismică intensă în regiunea Vrancea arată că procesele tectonice de formare a acestei părți a Carpaților încă nu s-au terminat. Admițînd următorul mecanism de producere a cutremurelor:

Mișcările tectonice $\longrightarrow$ Tensiuni în interiorul Pămîntului

$\downarrow$

Rupturi tectonice $\rightarrow$ Cutremure de pămînt

și bazați pe existența focarelor la 150 km adîncime, rezultă că în Vrancea, la această adîncime, se produc importante rupturi tectonice. Elementele principale ale acestor falii de adîncime, adică direcția și înclinarea, pot fi determinate sigur numai pe baza mecanismului în focar. Trasarea liniilor de ruptură pe baza epicentrelor care se observă la suprafața Pămîntului ne dă prima imagine a situației tectonice, imagine care nu întotdeauna coincide cu aceea obținută pe baza mecanismului. După cum se va observa mai departe, zona seismică Vrancea ne oferă un asemenea exemplu.

[1)] Comunicare prezentată în ședința de comunicări și referate a Centrului de cercetări geofizice al Academiei Republicii Socialiste România, aprilie 1966.

[2)] Evoluția cunoștințelor privind structura zonei epicentrale de la curbura Carpaților este prezentată în lucrarea de față, la p. 70—71.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 6, NR. 1, P. 61—73, BUCUREȘTI, 1968

Executarea prezentului studiu a fost necesară din două motive:

1) precizarea direcției zonei epicentrale Vrancea pe baza statisticii matematice și comparația acestei direcții cu tectonica de adîncime;

2) corectarea rezultatelor obținute la Lvov [3] asupra tectonicii regiunii Vrancea.

METODICA. REZULTATE

Pentru determinarea direcției probabile a zonei epicentrale Vrancea am folosit în general metodica indicată de Iurkevici [4] și Ikramov [3], cu unele dezvoltări, unde s-au tratat probleme asemănătoare.

Rezolvarea problemei noastre s-a bazat pe datele seismice asupra cutremurelor carpatice adînci ($h \geqslant 100$ km) produse în perioada 1954.I.1 — 1960.IV.1 [5].

S-a luat în considerație acest interval de timp din următoarele motive:

— existența unui catalog al tuturor cutremurelor adînci din Vrancea cu $M \geqslant 2{,}5$ și deci a unei distribuții uniforme în timp;

— posibilitatea localizării în spațiu a tuturor cutremurelor adînci cu magnitudinea $M \geqslant 3$;

— omogenitatea materialului folosit; au fost luate în considerație numai cutremurele cu $M \geqslant 3$ și ale căror coordonate s-au determinat cu o eroare $\leqslant 0°{,}1$.

Epicentrele celor 69 de cutremure folosite în lucrare au fost determinate la București [6] — [8][3] și Lvov (Catalogul cutremurelor carpatice pentru anii 1954—1960). Determinările de la București se bazează pe unda S, iar cele de la Lvov pe undele P, S și $S-P$. Remarcăm cu această ocazie o serie de rezultate care reies din cercetările asupra cutremurelor adînci carpatice întreprinse la Lvov în perioada 1958—1959;

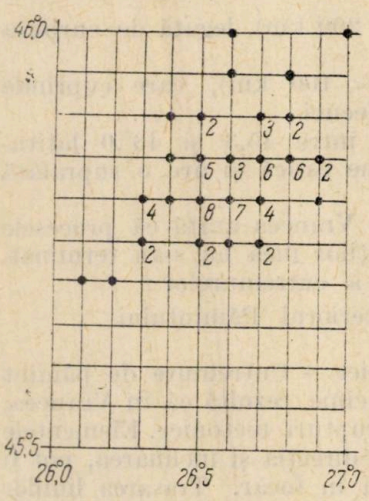


Fig. 1. — Distribuția epicentrelor cutremurelor carpatice adînci ($h \geqslant 100$ km,) cu magnitudinea $M \geqslant 3$, produse în perioada 1954. I. 1—1960.IV. 1. ● — poziția epicentrului și frecvența τ.

— epicentrele determinate pe baza undelor P,S și $S-P$ practic coincid (în limita erorilor de determinare), indiferent de metoda folosită (aproximării hodografului, epicentralelor etc.);

— adîncimea cutremurelor adînci din Vrancea nu depășește 160 km;

— adîncimea focarului obținută pe baza hodografului $S-P$, urmînd un proces de aproximații succesive, este în medie mai mică cu 20 km decît aceea determinată pe baza hodografului P sau S ($h_{S-P} = h_{S,P} - 20$).

Așezînd coordonatele epicentrale pe hartă, se observă că ele formează o bandă orientată NE—SV, legată de curbura bruscă a arcului carpatic (fig. 1).

Considerînd direcția paralelului ca axă x, iar direcția meridianului ca axă y, atunci mărimea x va indica longitudinea geografică λ, iar y latitudinea geografică φ.

[3]) Lucrarea a fost prezentată la Conferința de seismologie de la București din octombrie 1959

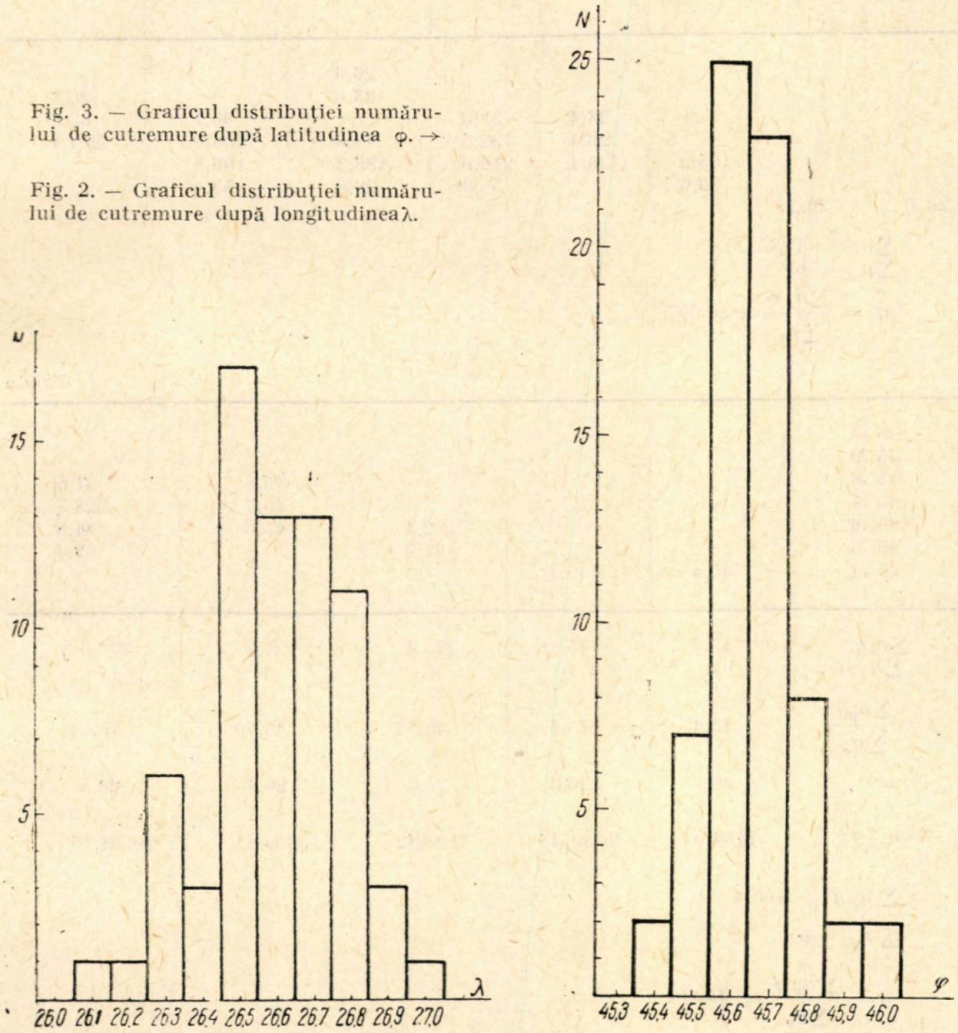
Repartiția focarelor zonei Vrancea după λ și φ este prezentată în tabela 1.

Tabela 1

φ \ λ	26°,0	26°,1	26°,2	26°,3	26°,4	26°,5	26°,6	26°,7	26°,8	26°,9	27°,0	Suma
46°,0							1				1	2
45°,9							1		1			2
45°,8					1	2		3	2			8
45°,7					1	5	3	4	8	2		23
45°,6				4	1	8	7	4		1		25
45°,5				2		2	1	2				7
45°,4		1	1									2
Suma		1	1	6	3	17	13	13	11	3	1	69

Fig. 3. — Graficul distribuției numărului de cutremure după latitudinea φ. →

Fig. 2. — Graficul distribuției numărului de cutremure după longitudinea λ.



Graficele repartițiilor empirice după λ și φ sînt prezentate în figurile 2 și, respectiv, 3.

Analiza graficelor prezentate în figurile 2 și 3 arată că repartiția cutremurelor după λ și φ este normală. Caracteristica principală a repartițiilor empirice este gradul de concentrare a valorilor de selecție în jurul mediei de selecție, concentrare care poate fi caracterizată aproximativ prin media și abaterea medie pătratică a variabilei întîmplătoare [9].

Tabela

26°,1	26°,2	26°,3	26°,4	26°,5	26°,6	26°,7	26°,8
					26,6		
					26,6		26,8
			26,4	53,0		80,1	53,6
			26,4	132,5	79,8	106,8	214,4
		105,2	26,4	212,0	186,2	106,8	
		52,6		53,0	26,6	53,4	
26,1	26,2						

$\sum n_x x = 1835.20$

$\sum n_x = 69$

$$\bar{x} = \frac{\sum n_x x}{\sum n_x} = 26.597$$

Tabela

46°,0					
45°,9					
45°,8				45,8	91,6
45°,7				45,7	228,5
45°,6			182,4	45,6	364,8
45°,5			91,0		91,0
45°,4	45,4	45,4			
$\sum n_y y$	45,4	45,4	273,4	137,1	775,9
$\sum n_y$	1	1	6	3	17
$\bar{y} = \frac{\sum n_y y}{\sum n_y}$	45,4	45,4	45,57	45,70	45,64
x	26,1	26,2	26,3	26,4	26,5
$\sum_y n_{xy} yx$	1184,94	1189,48	7190,42	3619,44	20561,35

$\sum n_y y = 3150,6$

$\sum n_y = 69$

$$\bar{y} = \frac{\sum n_y y}{\sum n_y} = 45.661$$

Notînd frecvența variabilelor x și y prin n_x și n_y, iar cu n numărul total al observațiilor, formulele care dau media aritmetică și dispersia empirică sînt următoarele [10]:

$$\bar{x} = \frac{\Sigma n_x x}{\Sigma n_x}, \qquad \bar{y} = \frac{\Sigma n_y y}{\Sigma n_y} \tag{1}$$

$$\sigma_x^2 = \frac{n\,\Sigma n_x x^2 - (\Sigma n_x x)^2}{n^2}, \qquad \sigma_y^2 = \frac{n\,\Sigma n_y y^2 - (\Sigma n_y y)^2}{n^2}. \tag{2}$$

Calculele necesare obținerii acestor mărimi sînt date în tabelele 2—5.

2

26°9	27°,0	$\Sigma n_x x$	Σn_x	$\bar{x} = \frac{\Sigma n_x x}{\Sigma n_x}$	y	$\sum_x n_{xy} xy$
	27,0	53,6	2	26,80	46,0	2.465,60
		53,4	2	26,70	45,9	2.451,06
		213,1	8	26,64	45,8	9.759,98
53,8		613,7	23	26,68	45,7	28.046,09
26,9		663,5	25	26,54	45,6	30.255,60
		185,6	7	26,51	45,5	8.444,80
		52,3	2	26,15	45,4	2.374,42

$\sum_x n_{xy} xy = 83\,797{,}55$

$\frac{\sum_x n_{xy} xy}{\Sigma n_x} = 1214{,}4572$

3

46,0				46,0
45,9		45,9		
	137,4	91,6		
137,1	182,8	365,6	91,4	
319,2	182,4		45,6	
45,5	91,0			
593,7	593,6	503,1	137,0	46,0
13	13	11	3	1
45,67	45,66	45,74	45,67	46,0
26,6	26,7	26,8	26,9	27,0
15792,42	15849,12	13483,08	3685,30	1242,00

$\sum_y n_{xy} xy = 83.797{,}55$

$\frac{\sum_y n_{xy} xy}{\Sigma n_y} = 1214{,}4572$

$\bar{x}\bar{y} = 1214{,}4456$

Tabela 4

$x = \lambda$	n_x	$\sum n_x x$	x^2	$\sum n_x x^2$
26°,1	1	26,1	681,21	681,21
26°,2	1	26,2	684,44	686,44
26°.3	6	157,8	691,69	4 150,14
26°,4	3	79,2	696,96	2 090,88
26°,5	17	450,5	702,25	11 938,25
26°,6	13	345,8	707,56	9 198,28
26°,7	13	347,1	712,89	9 267,57
26°,8	11	294,8	718,24	7 900,64
26°,9	3	80,7	723,61	2 170,83
27°,0	1	27,0	729,00	729,00

$\sum n_x x^2 = 48813{,}24$

Tabela 5

$y = \varphi$	n_y	$\sum n_y y$	y^2	$\sum n_y y^2$
45°,4	2	90,8	2 061,16	4 122,32
45°,5	7	318,5	2 070,25	14 491,75
45°,6	25	1 140,0	2 079,36	51 984,00
45°,7	23	1 054,1	2 088,49	48 035,27
45°,8	8	366,4	2 097,64	16 781,12
45°,9	2	91,8	2 106,81	4 213,62
46°,0	2	92,0	2 116,00	4 232,00

$\sum n_y y^2 = 143.860{,}08$

Au fost obținute următoarele sisteme de valori :
— pentru longitudine,

$$\overline{x} = 26{,}597\,; \quad \sigma_x^2 = 0{,}0325\,; \quad \sigma_x = 0{,}1803\,; \tag{3}$$

— pentru latitudine,

$$\overline{y} = 45{,}661\,; \quad \sigma_y^2 = 0{,}0137\,; \quad \sigma_y = 0{,}1171. \tag{4}$$

Pentru determinarea densității la suprafața Pământului a focarelor în zona studiată, am calculat mediile empirice de grup după longitudinea λ și latitudinea φ, medii care indică direcția epicentrelor cutremurelor (tabelele 2 și 3). Graficele acestor medii empirice de grup după λ și φ sînt prezentate în figura 4.

Din aceste grafice și din figura 1 rezultă că există o legătură statistică între x și y, pe care o vom cerceta cu ajutorul analizei de corelație. Mai întîi aproximăm liniile frînte prezentate în figura 4 prin drepte de regresie, care dau direcția generală a zonei epicentrale Vrancea. Coeficientul de corelație r îl vom calcula după formula [11]

$$r = \frac{n\sum n_{xy}\, xy - (\sum n_x x)\,(\sum n_y y)}{\sqrt{[n\sum n_x x^2 - (\sum n_x x^2)^2]\,[n\sum n_y y^2 - (\sum n_y y^2)^2]}}. \tag{5}$$

Pe baza datelor din tabelele 2—4 a fost obținută valoarea

$$r = 0{,}4971. \tag{6}$$

Dacă se aplică formula aproximativă

$$r = \frac{\frac{\Sigma n_{xy}\, xy}{n} - \bar{x}\bar{y}}{\sigma_x \sigma_y}, \tag{7}$$

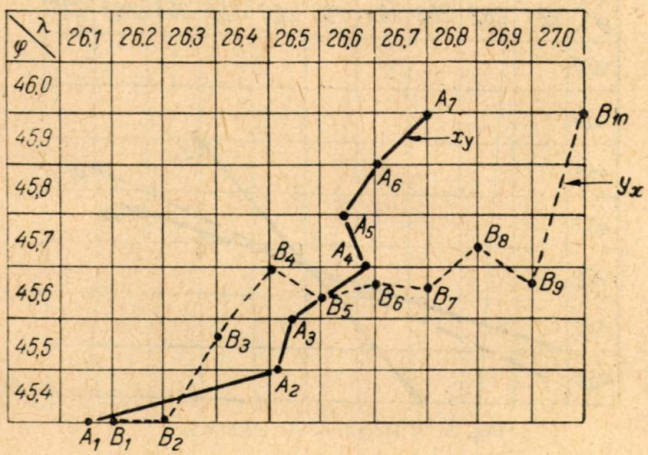


Fig. 4. — Graficele mediilor empirice de grup după λ și φ.

se obține valoarea

$$r = 0{,}5495. \tag{8}$$

Vom adopta în continuare valoarea lui r exprimată prin relația (5), deoarece această formulă comportă mai puține erori de calcul.

Valoarea coeficientului de corelație este situată în intervalul $[-1, +1]$, și cu cît mărimea r este mai aproape de capetele intervalului, cu atît este mai puternică dependența liniară dintre mărimile studiate.

Vom evalua precizia coeficientului de corelație pe baza criteriului [12]

$$\frac{r}{\sigma_r} > 3, \tag{9}$$

unde

$$\sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{n}}. \tag{10}$$

Din datele noastre obținem

$$\sigma_r = 0{,}0906 \tag{11}$$

și deci

$$\frac{|r|}{\sigma_r} = 5{,}49 < 3, \tag{12}$$

valoare care indică siguranța coeficientului de corelație găsit.

Liniile frînte obținute de noi (fig. 4) pe baza datelor empirice din tabelele 2 și 3 dau prima reprezentare despre linia în jurul căreia se situează epicentrele cutremurelor.

Aproximînd liniile frînte prin dreptele

$$\begin{aligned} x_y - \overline{x} &= m_{x/y}(y - \overline{y}), \\ y_x - \overline{y} &= m_{y/x}(x - \overline{x}), \end{aligned} \tag{13}$$

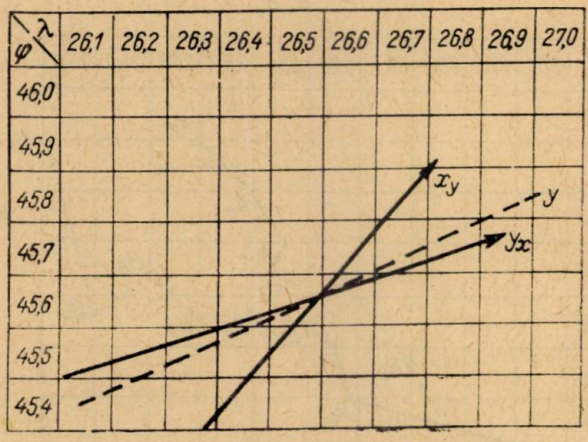


Fig. 5. — Dreptele de corelație.

obținem ecuația regresiei liniare a longitudinii în raport cu latitudinea :

$$x = 0{,}77\, y - 8{,}35 \tag{14}$$

și a latitudinii în raport cu longitudinea :

$$y = 0{,}32\, x + 37{,}07. \tag{15}$$

Cele două drepte (fig. 5) sînt dreptele de corelație clasice, care, după cum se vede, trec prin centrul de greutate $(\overline{x}, \overline{y})$ al distribuției. În general, aceste drepte de regresie sînt diferite dacă

$$r \frac{\sigma_x}{\sigma_y} \neq r \frac{\sigma_y}{\sigma_x}. \tag{16}$$

Ele se bucură de următoarea proprietate : suma pătratelor distanțelor punctelor lor la punctele (x, y) ale distribuției, distanțe măsurate pe ordonatele punctelor (x, y), este minimă.

După cum am văzut, distribuția epicentrelor cutremurelor zonei Vrancea se supune legii normale. În acest caz, funcția de frecvență este determinată prin egalitatea [12]

$$f(x,y) = f_1 e^{-f_2^2}, \tag{17}$$

unde

$$f_1 = \frac{1}{2\pi \sigma_x \sigma_y \sqrt{1 - r^2}}, \tag{18}$$

iar

$$f_2^2 = \frac{1}{2(1-r^2)}\left[\frac{(x-\overline{x})^2}{\sigma_x^2} - \frac{2r(x-\overline{x})(y-\overline{y})}{\sigma_x \sigma_y} + \frac{(y-\overline{y})^2}{\sigma_y^2}\right]. \quad (19)$$

Totalitatea valorilor x şi y pentru care expresia f_2^2 păstrează o valoare constantă reprezintă o elipsă, numită elipsa de corelaţie; centrul său corespunde cu $(\overline{x},\overline{y})$, adică cu centrul distribuţiei noastre.

Dacă se mută originea sistemului de coordonate (x,y) în centrul acestei elipse, adică în punctul $(\overline{x},\overline{y})$, şi se face o rotire a axelor de coordonate cu unghiul γ, determinat de egalitatea

$$\operatorname{tg} 2\gamma = \frac{2r\sigma_x\sigma_y}{\sigma_x^2 - \sigma_y^2}, \quad (20)$$

atunci ecuaţia (19) se transformă în forma canonică

$$\frac{X^2}{a^2} + \frac{Y^2}{b^2} = 1, \quad (21)$$

în care X şi Y sînt noile coordonate, iar a şi b semiaxele elipsei (19) [12]:

$$\begin{aligned} a &= f_2\sqrt{\sigma_x^2 + \sigma_y^2 + \sqrt{(\sigma_x^2 - \sigma_y^2)^2 + 4r^2\sigma_x^2\sigma_y^2}} \\ b &= f_2\sqrt{\sigma_x^2 + \sigma_y^2 - \sqrt{(\sigma_x^2 - \sigma_y^2)^2 + 4r^2\sigma_x^2\sigma_y^2}}. \end{aligned} \quad (22)$$

Înlocuind valorile numerice găsite de noi

$$\sigma_x = 0{,}1803\,; \quad \sigma_y = 0{,}1171\,; \quad r = 0{,}4971$$

în formulele (2 0) şi (22), obţinem

$$\gamma = 24°05', \quad a = 0{,}28 f_2, \quad b = 0{,}13 f_2. \quad (23)$$

Dacă se înlocuiesc valorile a şi b în (21), se obţine ecuaţia familiei de elipse (parametrul f_2) a dispersiei:

$$\frac{X^2}{(0{,}28)^2} + \frac{Y^2}{(0{,}13)^2} = f_2^2. \quad (24)$$

Axa mare a acestei familii de elipse indică direcţia zonei seismice şi reprezintă valoarea-limită a tuturor elipselor de dispersie pentru toate valorile posibile ale lui f_2. Vom căuta axa mare a elipsei sub forma

$$y = mx + n. \quad (25)$$

Unghiul de înclinare al acestei axe este egal cu γ, adică $m = \operatorname{tg}\gamma = \operatorname{tg} 24°05' = 0{,}447$.

Punînd condiţia ca axa mare a elipsei să treacă prin centrul $(\overline{x},\overline{y})$ al distribuţiei, ea va fi exprimată prin ecuaţia

$$y = 0{,}45x + 33{,}77, \quad (26)$$

dreaptă care reprezintă şi direcţia zonei epicentrale Vrancea (fig. 5, linia întreruptă).

Zona epicentrală Vrancea este deci orientată N 65,9°E, direcție care nu corespunde cu direcția planului de falie pentru cutremurele adînci puternice din Vrancea, N 30°E [13], [14], fapt care susține ipoteza că mecanismul cutremurelor adînci nu este controlat de trăsăturile structurale principale de suprafață, ci de proprietățile fizice ale materiei de la adîncimea respectivă.

De remarcat că direcțiile probabile ale zonelor epicentrale Vrancea (N 65,9°E) și Hindukuș (N 59,5°E) practic coincid, observație care completează seria analogiilor dintre cele două zone seismice.

Vom prezenta în continuare evoluția cunoștințelor privind structura zonei epicentrale de la curbura Carpaților, cunoștințe care reflectă contribuția fiecărui autor: 1) [15] pozițiile epicentrelor dintre R.-Sărat și Bîrlad — epicentrele se așază pe o zonă care merge de la sud de R.-Sărat pînă la nord de Tecuci, trecînd prin Focșani și Mărășești; focarele sînt de mică adîncime, 15—25 km, iar la mijlocul zonei focarele sînt de adîncimi medii, 50—60 km; 2) [6] zona epicentrală a cutremurelor adînci din Vrancea; zona este orientată SV—NE, lungă de 60—65 km și lată de 20—25 km; adîncimea focarelor variază între 100 și 200 km, ipocentrele grupîndu-se în două straturi cu adîncimile mijlocii de 140 și 180 km; zona cutremurelor adînci și zona cutremurelor de mică adîncime sînt condiționate de aceiași factori tectonici; focarele adînci sînt strîns legate de relieful scoarței; 3) [16] prima imagine de ansamblu a zonei seismice de la curbura Carpaților, schema distribuției epicentrelor (zona cutremurelor adînci: Vrancea; zona cutremurelor normale: R.-Sărat, Focșani, Mărășești); secțiune în adîncime; harta izoadîncimilor de 50, 100 și 150 km; lățimea zonei cutremurelor adînci este de 30 km; 4) [17][4]) se reiau problemele tratate de Sagalova (1958) pe baza unui material mult mai bogat, prima imagine românească de ansamblu (1959) asupra zonei seismice de la curbura Carpaților; schema distribuției epicentrelor (zona cutremurelor adînci: $h \geqslant 100$ km; zona cutremurelor puțin adînci: $h < 100$km); secțiune în adîncime $10 < h \leqslant 200$ km; harta izoadîncimilor: $h = 25 - 30$, 50—70, 100—120 km și $h \sim 150$ km; lipsa unei legături de corelație între cutremurele adînci și cutremurele puțin adînci; 5) [2] schema distribuției, prezentată în 1959, completată cu zona epicentrală din SV zonei Vrancea: „jocul" focarelor pe verticală; limita superioară a astenosferei la adîncimea $h = 100$ km; 6)[18] prima imagine de ansamblu a zonei seismice de la curbura Carpaților prezentată de autorul lucrării [18] (zona cutremurelor adînci, zona cutremurelor superficiale); linia seismică din SV zonei Vrancea, care aici este continuată pînă în Cîmpia Română; 7) [7] schema prezentată în [18], completată cu linia seismică Tecuci — Galați pe baza cutremurului din 1959.V.31, cutremur studiat pentru prima dată de C. Radu în 1959 [5]).

Analiza evoluției prezentate arată atenția deosebită care s-a acordat structurii acestei zone seismice, care urmează a fi precizată pe baza statisticii matematice, problemă care a constituit și scopul lucrării noastre.

Să revenim acum la elipsa de corelație în scopul de a obține o imagine fizică a zonei seismice Vrancea. Se pune deci problema reprezentării elipsei de corelație.

Probabilitatea ca punctele (x, y) ale distribuției să se afle în interiorul elipsei sau pe elipsă va fi egală cu [4].

---

[4]) Lucrarea a fost prezentată la Conferința de seismologie de la București din octombrie 1959.

[5]) Rezultatele studiului au fost comunicate la Consfătuirea de seismologie de la București din octombrie 1959 și publicate în 1961 [17].

$$P_{f_2} = 2\int_0^{f_2} e^{-f_2^2} f_2 \, df_2 = 1 - e^{-f_2^2}. \tag{27}$$

Punînd condiţia ca $P_{f2} = 0{,}95$, rezultă $f_2 = 1{,}6429$ şi deci

$$a = 49{,}80 \text{ km}; \quad b = 24{,}51 \text{ km}; \quad \frac{a}{b} = 2{,}03. \tag{28}$$

Valorile obţinute pentru semiaxele elipsei sînt mari în comparaţie cu situaţia reală, deoarece se obţine pentru suprafaţa elipsei $S_{f_2} = \pi ab$ o valoare de 3 830 km^2. La acest lucru trebuia să ne aşteptăm, deoarece numărul punctelor distribuţiei studiate nu este suficient de mare (se recomandă $n > 100$). În această situaţie se renunţă la delimitarea elipsei de corelaţie şi se construieşte banda (zona) de regresie.

Dacă ecuaţia

$$y = mx + n$$

reprezintă direcţia zonei seismice, atunci dreptele care vor limita zona (în ipoteza că $P = 0{,}95$) sînt definite de ecuaţiile

$$y = mx + n \pm 1{,}96\, s_y, \tag{29}$$

unde s_y este definit prin relaţia

$$s_y = \sqrt{\frac{n \, \Sigma n_y y + m \, \Sigma n_{xy} \, xy - \frac{(\Sigma n_y y)^2}{n}}{n-1}}. \tag{30}$$

Pe baza datelor obţinute mai sus ($m = 0{,}447$; $n = 33{,}772$) rezultă imediat $s_y = 0{,}08$ şi deci

$$\pm 1{,}96\, s_y = \pm 0{,}1573. \tag{31}$$

Banda de regresie va avea ecuaţia

$$y = 0{,}447\, x + 33{,}772 \pm 0{,}1573. \tag{32}$$

Notînd cu L şi l lungimea şi lăţimea benzii de regresie, rezultă

$$l = 2 \times 1{,}96\, s_y = 35 \text{ km}; \quad L = 2l = 70 \text{ km}; \quad S = 2{,}45 \cdot 10^3 \text{ km}^2_m. \tag{33}$$

Suprafaţa obţinută acum pentru zona seismică este foarte apropiată de cea indicată anterior: $S = 2{,}35 \cdot 10^3$ km^2 [1].

În figura 6 este reprezentată zona de regresie, linia punctată reprezentînd direcţia zonei epicentrale Vrancea.

Rezultatele obţinute de noi privind zona epicentrală diferă de acelea obţinute la Lvov [3], unde pe baza statisticii matematice au fost determinate direcţiile rupturilor pentru zona Vrancea. Astfel au fost stabilite două linii de ruptură, asociate la două benzi epicentrale: una orientată NS ($r = 0{,}603$), iar cealaltă orientată NE—SV ($r = 0{,}9398$); intersecţia lor are loc în punctul de coordonate $\varphi = 45°{,}9$ N şi $\lambda = 26°{,}5$ E.

Diferențele dintre cele două serii de rezultate [3] și prezenta lucrare se datoresc următorilor factori:

— numărul redus de date de observație folosit la Lvov: linia meridională a fost stabilită pe baza a 33 de puncte, iar a doua pe baza a 17 puncte:

— calitatea discutabilă a materialului folosit la Lvov: pentru perioada anterioară anului 1954 sînt indicate epicentre ale cutremurelor

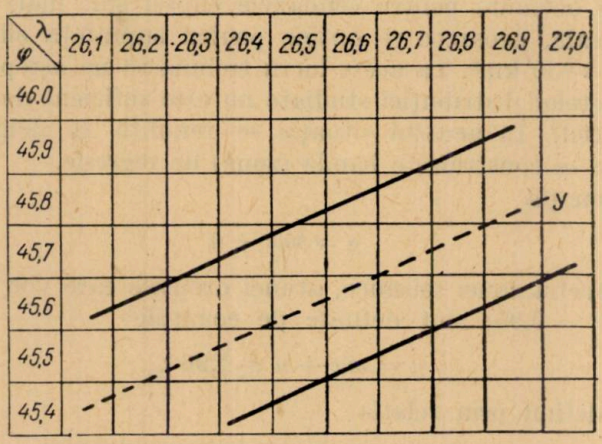


Fig. 6. — Banda de regresie pentru zona epicentrală Vrancea.

puternice mult la nord de paralela de 46° ($\varphi_{max} = 46°,8N$), situație care nu este confirmată de cercetările recente [5].

Cum linia de ruptură orientată NS este definită în primul rînd de epicentrele situate la nordul paralelei de 46° și cum aceste epicentre nu sînt confirmate, rezultă că rămîne ca valabilă numai linia de ruptură asociată benzii epicentrale, orientată NE—SV, care formează cu nordul un unghi de aproximativ 30°.

CONCLUZII

1. Distribuția focarelor cutremurelor adînci din Vrancea se supune legii normale.

2. Zona epicentrală Vrancea are direcția probabilă N 65°E, direcție care diferă de direcția rupturilor majore (N 30°E).

3. Zona de regresie cuprinde o suprafață de $2,45 \cdot 10^3$ km².

4. Nu se evidențiază linii de ruptură orientate NS, asociate benzilor epicentrale.

Primită la redacție la 3 noiembrie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. C. Radu, *Le régime séismique de la région de Vrancea*. Rev. roum. géol. géophys. et géogr. série de géophysique, **9**, 1, 49—64 (1965 *a*).
2. G. Petrescu, C. Radu, *Seismicitatea teritoriului R.R.R în perioada 1901—1960*. Analele ştiinţifice ale Universităţii „Al. I. Cuza" din Iaşi, secţiunea I, **6**, *3*, 757—782, (1960).
3. М. И. Икрамов, *Вероятностные определения направления глубокофокусных очагов землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны* Тр. АН Тадж. ССР, **10**, 135—143, 1962.
4. О. І. Юркевич, *Епіцентральна зона карпатської дуги*. Каталог карпатських землетрусів, **I** (*4*), 30—31, Киев 1958.
5. C. Radu, *Regimul seismic al regiunii Vrancea*. St. cerc. geol. geofiz. geograf., seria geofizică, **3**, *2*, 321—279 (1965*b*).
6. T. Iosif, *Consideraţii asupra cutremurelor din Vrancea*. St. cerc. astron. seism., **3**, *1*, 147 — —152 (1957).
7. Т. Иосиф, *Сейсмическая активность на территории Румынской Народной Республики* (1957—1959 гг.). Изв. АН, сер. геофиз. **11**, 1633—1639 (1961).
8. G. Petrescu, C. Radu, P. Ionescu-Andrei, *Activitatea seismică pe teritoriul R.P.R. în anul 1959. Consideraţii asupra astenosferei şi structurii scoarţei în regiunea Vrancea*. St. cerc. astron, seism., **6**, *2*, 247—258 (1961).
9. O. Onicescu, Gh. Mihoc, *Lecţii de statistică matematică*. Edit. tehnică, Bucureşti, 1958.
10. M. Rancu, L. Tövissi, *Statistica matematică cu aplicaţii în producţie. Edit. Acad.* R.P.R. Bucureşti, 1964.
11. И. В. Дунин-Барковский и Н. В. Смирнов, *Теория вероятностей и математическая статистика в технике*. Москва.
12. В. И. Романовский, *Математическая статистика*. Москва. 1938.
13. T. Iosif, C. Radu, *Mecanismul puternicelor cutremure carpatice din anul 1940*. Analele ştiinţifice ale Universităţii „Al. I. Cuza" din Iaşi, secţiunea II b, **8**, 181—188 (1962).
14. Liviu Constantinescu, D. Enescu, *Nature of Faulting and Stress Pattern at the Foci of Some Carpathian-Arc-Bend Earthquakes*. Rev. Géol. Géogr., **6**, *1*, 157—188 (1962).
15. T. Iosif, *Cutremurul de la 23 mai 1953*. Buletin ştiinţific, Secţia de ştiinţe matematice şi fizice, **8**,4,803—813 (1956).
16. Э. А. Сагалова, *Про обробку карпатських землетрусів за 1908—1953 рр.* Каталог карпатських землетрусів, **1** (*4*), 22—29 (1958).
17. G. Petrescu, C. Radu, *Seismicitatea şi raionarea seismică a teritoriului R.P.R. în intervalul 1900—1958*. St. cerc. astron. seism., **6**, *2*, 225—245 (1961).
18. T. Iosif, *Focar seismic în Cimpia Română*. St. cerc. astron. seism., **5**, *1*, 35—51 (1960).

MĂSURAREA ACUSTICĂ SIMULTANĂ A VÎNTULUI, TURBULENȚEI ȘI TEMPERATURII AERULUI

DE

ALEX. GRIGORIU

Centrul de cercetări geofizice București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

Din interiorul unui sistem acustic S putem măsura numai viteza relativă $\vec{v}$ a aerului față de S:

$$\vec{v} = \vec{v}_a - \vec{v}_S, \tag{1}$$

unde $\vec{v}_a$ și $\vec{v}_S$ reprezintă vitezele absolute ale aerului și sistemului S față de axele carteziene fixe de la sol.

DIFERENȚELE DE VITEZĂ APARENTĂ A SUNETULUI

Într-un articol anterior [5] am tratat problema pentru S fix. Reluăm pentru S mobil, față de care aerul se mișcă în translație uniformă (cel puțin în scurtul interval al determinării) cu viteza relativă $\vec{v}$.

Emițătorul E de impulsuri acustice este așezat pe o axă oarecare Ox împreună cu receptoarele R și R', ambele la aceeași distanță $ER = ER' = r$ (fig. 1). Vectorul vîntului relativ $\vec{v}$ face unghiul α cu Ox. Impulsul acustic emis în E se propagă în aer pe sfere ale căror centre succesive C se deplasează după $\vec{v}$. După intervalele de timp τ și τ', impulsul ajunge la receptoarele R și R', centrele suprafețelor de undă fiind în C și, respectiv, în C'.

Distanțele care intervin sînt

$$EC = v\tau; \quad CR = V\tau,$$

$$EC' = v\tau'; \quad C'R' = V\tau', \tag{2}$$

unde V este viteza sunetului.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ, TOM. 6, NR., 1 P. 75–83 BUCUREȘTI, 1968

Din geometria determinării rezultă

$$V^2\tau^2 = v^2\tau^2 + r^2 - 2rv\ \tau\ \cos\alpha, \qquad (3)$$
$$V^2\tau'^2 = v^2\ \tau'^2 + r^2 + 2\,rv\ \tau'\ \cos\alpha.$$

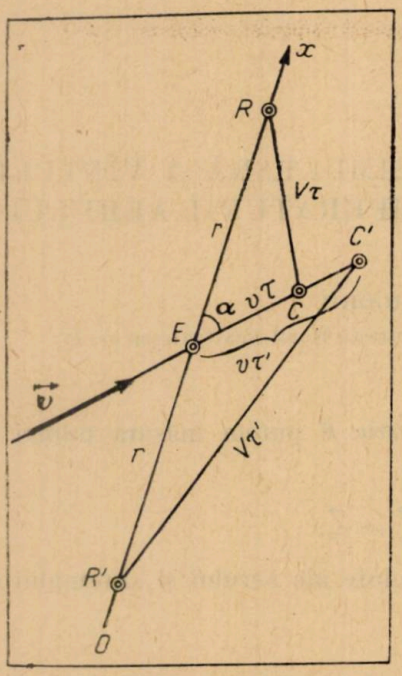


Fig. 1. — Geometria propagării impulsurilor acustice spre cele două receptoare R și R'.

Împărțind respectiv cu τ^2 și τ'^2, și notînd *vitezele aparente ale sunetului* cu

$$U = \frac{r}{\tau}; \qquad U' = \frac{r}{\tau'}, \qquad (4)$$

obținem un sistem de două ecuații:

$$V^2 - v^2 = U^2 - 2\,Uv\cos\alpha,$$
$$V^2 - v^2 = U'^2 + 2\,U'\,v\cos\alpha, \qquad (5)$$

din care rezultă imediat componenta $v_x = v\ \cos\ \alpha$ a vitezei relative a aerului după axa Ox.

Dacă în E montăm trei perechi de receptoare după axe carteziene Ox, Oy și Oz, obținem prin similitudine

$$v\cos\ \alpha = v_x = \frac{1}{2}(U_x - U'_x),$$
$$v\cos\beta\ = v_y = \frac{1}{2}(U_y - U'_y), \qquad (6)$$
$$v\cos\ \gamma = v_z = \frac{1}{2}(U_z - U'_z).$$

Acest rezultat deosebit de simplu permite critica relațiilor stabilite de *von dem Borne* [2] și a celor folosite de *Fateev* [3] sau de alții, critică pe care am făcut-o în articolul anterior.

Înmulțind relațiile (5) cu U' și U, însumînd și simplificînd, se obține o expresie, invariantă și la fel de simplă, pentru viteza sunetului:

$$V^2 - v^2 = U_x U'_x = U_y U'_y = U_z U'_z, \tag{7}$$

în care v^2 rezultă din (6):

$$v^2 = \frac{1}{4}\left[(U_x - U'_x)^2 + (U_y - U'_y)^2 + (U_z - U'_z)^2\right], \tag{8}$$

ceea ce ne conduce la

$$V^2 = v^2 + U_x U'_x = v^2 + U_y U'_y = v^2 + U_z U'_z \tag{9}$$

Utilizînd una dintre egalitățile (9), se obține pentru V^2 o expresie similară cu (8), cu diferența că unul dintre termeni, de exemplu acela referitor la axa Oz, devine o *sumă* de viteze aparente:

$$V^2 = \frac{1}{4}\left[(U_x - U'_x)^2 + (U_y - U'_y)^2 + (U_z + U'_z)^2\right]. \tag{10}$$

Din aceasta, folosind relația lui *Ishii* [6], se calculează temperatura aerului

$$T = \frac{V^2}{20{,}067^2\left(1 + 0{,}3192\,\dfrac{e}{p}\right)}, \tag{11}$$

unde e este presiunea parțială a vaporilor de apă, iar p presiunea atmosferică.

Dacă stația este *fixă* ($v_S = 0$), iar axele orientate convenabil: Ox (nord), Oy (est), Oz (verticală), obținem componentele vitezei aerului, care ne dau apoi vîntul (v_{xy}) și viteza verticală (v_z), ceea ce ne permite a studia turbulența.

Pentru intensitatea vîntului vom obține

$$v_{xy} = \frac{1}{2}\sqrt{(U_x - U'_x)^2 + (U_y - U'_y)^2}, \tag{12}$$

iar pentru direcția λ a vectorului $\vec{v}_{xy}$ față de Ox (nord)

$$\operatorname{tg}\lambda = \frac{v_y}{v_x} = \frac{U_y - U'_y}{U_x - U'_x}. \tag{13}$$

Va rezulta λ între 0 și 180°, măsurat de la nord într-un sens sau altul (λ_+ sau λ_-). Semnul unghiului λ este acela al componentei v_y.

Direcția δ de unde *vine* vîntul, măsurată de la 0 la 360°, este obținută din

$$\begin{aligned} \delta &= 180° + \lambda_+, \\ \delta &= 180° - |\lambda_-|. \end{aligned} \tag{14}$$

Este deci posibilă măsurarea simultană a vîntului (v_{xy} și δ) și turbulenței (v_z), obținîndu-se valori relative dacă sistemul S se află în mișcare, absolute dacă S este fix, precum și a temperaturei aerului T (din viteza sunetului V).

Dar simplitatea relațiilor de mai sus implică o complicație experimentală : 6 receptoare grupate în cîte o pereche pentru fiecare axă. Constatăm însă că necunoscutele de măsurat sînt numai 4 : v_x, v_y, v_z și V. În

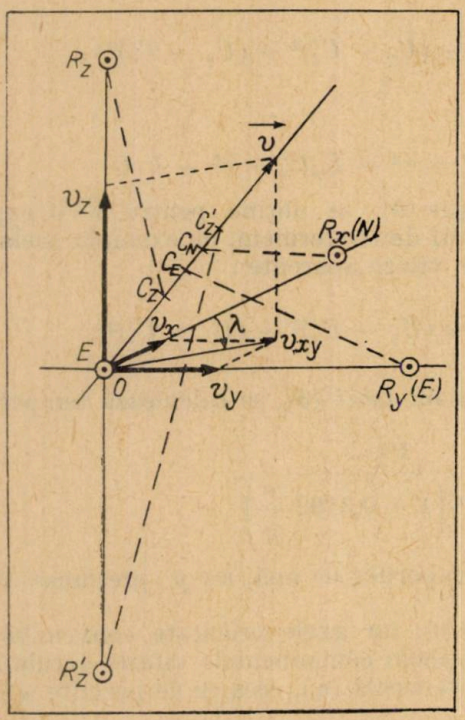


Fig. 2. — Dispozitivul simplificat cu numai patru receptoare și un emițător E în O.

figura 2 indicăm dispozitivul care reduce și numărul receptoarelor la 4 : două după verticală și cîte unul în direcțiile Ox și Oy (care în stațiile fixe de la sol pot fi chiar nord și est).

În acest caz vom obține mai întîi componenta *verticală*, ceea ce ne permite a studia turbulența :

$$v \cos \gamma = v_z = \frac{1}{2}(U_z - U'_z), \tag{15}$$

precum și relația

$$V^2 - v^2 = U_z U'_z. \tag{16}$$

Pe celelalte axe vom avea deci

$$\begin{aligned} V^2 - v^2 &= U_x^2 - 2U_x v \cos \alpha = U_z U'_z, \\ V^2 - v^2 &= U_y^2 - 2U_y v \cos \beta = U_z U'_z, \end{aligned} \tag{17}$$

ceea ce ne conduce la componentele orizontale

$$v\cos\alpha = v_x = \frac{1}{2U_x}(U_x^2 - U_zU_z') = \frac{U_x}{2}\left(1 - \frac{U_zU_z'}{U_x^2}\right), \tag{18}$$

$$v\cos\beta = v_y = \frac{1}{2U_y}(U_y^2 - U_zU_z') = \frac{U_y}{2}\left(1 - \frac{U_zU_z'}{U_y^2}\right).$$

Din cele trei componente se obține v^2:

$$v^2 = \frac{1}{4}\left[\left(U_x - \frac{U_zU_z'}{U_x}\right)^2 + \left(U_y - \frac{U_zU_z'}{U_y}\right)^2 + (U_z - U_z')^2\right], \tag{19}$$

din care rezultă, conform cu (16), viteza sunetului V^2:

$$V^2 = \frac{1}{4}\left[\left(U_x - \frac{U_zU_z'}{U_x}\right)^2 + \left(U_y - \frac{U_zU_z'}{U_y}\right)^2 + (U_z + U_z')^2\right], \tag{20}$$

necesară în determinarea temperaturii aerului.

Dacă stația este fixă, viteza vîntului este dată de

$$v_{xy} = \frac{1}{2}\sqrt{\left(U_x - \frac{U_zU_z'}{U_x}\right)^2 + \left(U_y - \frac{U_zU_z'}{U_y}\right)^2}, \tag{21}$$

iar direcția vectorului v_{xy} față de nord de

$$\operatorname{tg}\lambda = \frac{v_y}{v_x} = \frac{U_x}{U_y}\cdot\frac{U_y^2 - U_zU_z'}{U_x^2 - U_zU_z'}, \tag{22}$$

cu mențiunile anterioare asupra direcției δ a vîntului.

Deoarece în determinarea cu 4 receptoare intervin, în afară de distanța fixă r, intervalele de timp τ_z, τ_z', τ_x și τ_y, care constituie măsurătoarea propriu-zisă, este necesar să scoatem, în evidență aceste date experimentale directe. Expresiile componentelor devin

$$\begin{aligned} v_z &= \frac{r}{2}\left(\frac{1}{\tau_z} - \frac{1}{\tau_z'}\right) = \frac{r(\tau_z' - \tau_z)}{2\tau_z\tau_z'}, \\ v_x &= \frac{r}{2}\left(\frac{1}{\tau_x} - \frac{\tau_x}{\tau_z\tau_z'}\right), \\ v_y &= \frac{r}{2}\left(\frac{1}{\tau_y} - \frac{\tau_y}{\tau_z\tau_z'}\right). \end{aligned} \tag{23}$$

Din ele rezultă v^2 și V^2:

$$\begin{aligned} v^2 &= \frac{r^2}{4}\left[\left(\frac{1}{\tau_x} - \frac{\tau_x}{\tau_z\tau_z'}\right)^2 + \left(\frac{1}{\tau_y} - \frac{\tau_y}{\tau_z\tau_z'}\right)^2 + \left(\frac{1}{\tau_z} - \frac{1}{\tau_z'}\right)^2\right], \\ V^2 &= \frac{r^2}{4}\left[\left(\frac{1}{\tau_x} - \frac{\tau_x}{\tau_z\tau_z}\right)^2 + \left(\frac{1}{\tau_y} - \frac{\tau_y}{\tau_z\tau_z'}\right)^2 + \left(\frac{1}{\tau_z} + \frac{1}{\tau_z'}\right)^2\right] \end{aligned} \tag{24}$$

Vîntul şi direcţia lui vor rezulta la fel:

$$v_{xy} = \frac{r}{2}\sqrt{\left(\frac{1}{\tau_x} - \frac{\tau_x}{\tau_z\tau_z'}\right)^2 + \left(\frac{1}{\tau_y} - \frac{\tau_y}{\tau_z\tau_z'}\right)^2},$$
$$\operatorname{tg}\lambda = \frac{\tau_x}{\tau_y}\cdot\frac{\tau_z\tau_z' - \tau_y^2}{\tau_z\tau_z' - \tau_x^2}. \tag{25}$$

În determinările făcute cu *avionul sau cu radiosonda*, viteza relativă $\vec{v}$ a aerului faţă de sistemul mobil S este lipsită de interes, deoarece nu ne poate conduce la vîntul absolut (propriu-zis)

$$\vec{v_a} = \vec{v} + \vec{v_S},$$

întrucît viteza de antrenament $\vec{v_S}$ nu poate fi determinată cu precizia dorită.

În acest caz rămîne o singură necunoscută: viteza sunetului V, din care urmează să calculăm temperatura aerului:

$$V^2 = v^2 + U_z U_z' = \ldots \tag{26}$$

Însă pentru v^2 este nevoie de componentele v_x, v_y, v_z, ceea ce ne obligă să instalăm, dacă nu 6, cel puţin 4 receptoare, expuse liber la vîntul relativ v.

Dacă am instala numai două receptoare expuse liber după o direcţie oarecare Oz, am obţine numai U_z, U_z' şi v_z. Folosind aproximaţia $v \approx v_z$, am denatura determinarea, obţinînd rezultate eronate, deoarece *în* V^2 *intervin şi celelalte componente.*

Dar întrucît, în acest caz, vîntul relativ real nu ne interesează în sine, putem executa determinarea de temperatură în prezenţa unui vînt relativ oarecare, dirijat axial în interiorul unei incinte tubulare, pe axul căreia am instalat cele *două receptoare*, R_z şi R_z', singurele necesare în acest caz (fig. 3).

În acest mod, componentele transversale ale vitezei relative se anu-

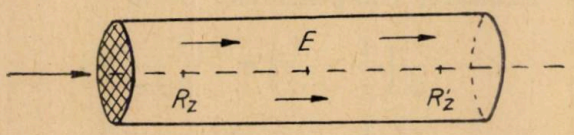


Fig. 3. — Dispozitivul tubular obligator în determinarea temperaturii aerului cu radiosonda, avionul sau racheta.

lează şi rămîne numai componenta v_z, alături de vitezele aparente ale sunetului:

$$U_z = V - v_z, \tag{27}$$
$$U_z' = V + v_z,$$

a căror medie ne dă V

$$V = \frac{1}{2}(U_z + U_z') = \frac{r}{2}\cdot\frac{\tau_z + \tau_z'}{\tau_z\tau_z'}, \tag{28}$$

care poate fi obţinut şi din (10) sau din (16).

Ultima relație, contrar celor indicate în literatură [2] și [8], nu este valabilă *decît dacă componentele transversale sînt nule.*

Pentru asigurarea laminarității curentului în interior, se poate prevedea o sită la capătul de acces al aerului. În cazul vitezelor mari este necesar un studiu prealabil de laborator al corecției adiabatice, datorită depresiunii dinamice din interior.

Dispozitivul de orientare axială a curentului de aer, orientat convenabil spre a fi ușor ventilat în interior, este indispensabil atît la radiosonde, cît mai ales la determinările cu avionul.

Metoda de față reprezintă o simplificare a dispozitivului *Suomi-Businger* [8], ([4], p. 294—295) și în același timp evită aproximațiile folosite de acești autori la determinarea temperaturii aerului.

DIN DIFERENȚELE DE FAZĂ

Dificultățile experimentale ale metodei vitezelor aparente derivă din necesitatea de a lucra cu impulsuri electroacustice foarte scurte și din precizia deosebită cu care trebuie să determinăm intervalele de timp τ dintre emisia semnalului și recepția lui la fiecare receptor în parte.

În cele ce urmează vom indica cum putem reduce determinarea la măsurarea unor diferențe de fază, ceea ce va permite utilizarea unui sunet emis continuu și mărirea preciziei (de 100 de ori mai mare [7]), păstrînd în același timp caracterul simplificat al formulelor.

Din ecuația undei

$$a = A \sin\left(\omega t - 2\pi \frac{\rho}{\lambda}\right) \tag{29}$$

se stabilește imediat că *diferența de fază* φ *dintre emițătorul* E *și receptorul* R de la distanța $\rho = V\tau$ față de centrul mobil al undei C este

$$\varphi = 2\pi \frac{\rho}{\lambda} = 2\pi \frac{V\tau}{VT} = \omega\tau \tag{30}$$

(*aici* T este perioada și λ lungimea de undă).

Rezultă

$$\tau = \frac{\varphi}{\omega} \tag{31}$$

și deci vitezele aparente vor rezulta din relații de tipul

$$U_x = \frac{r}{\tau_x} = \frac{r\omega}{\varphi_x} . \tag{32}$$

În cadrul teoriei generale, relațiile (7) devin

$$V^2 - v^2 = \frac{r^2\omega^2}{\varphi_x\varphi'_x} = \frac{r^2\omega^2}{\varphi_y\varphi'_y} = \frac{r^2\omega^2}{\varphi_z\varphi'_z} = \frac{r^2\omega^2}{\Psi^2}, \tag{33}$$

ceea ce ne arată că Ψ^2 poate fi calculat din diferențele de fază

față de emițătorul E, corespunzătoare unei singure perechi de receptoare, de exemplu

$$\Psi^2 = \varphi_z \varphi'_z. \tag{34}$$

Notînd acum cu $\delta\varphi$ *diferențele de fază dintre fiecare pereche de receptoare corespunzătoare aceluiași ax*:

$$\delta\varphi_x = \varphi'_x - \varphi_x; \quad \delta\varphi_y = \varphi'_y - \varphi_y, \quad \delta\varphi_z = \varphi'_z - \varphi_z, \tag{35}$$

relațiile generale (6) devin

$$\begin{aligned} v_x &= \frac{r\omega}{2}\left(\frac{1}{\varphi_x} - \frac{1}{\varphi'_x}\right) = \frac{r\omega}{2\Psi^2}\,\delta\varphi_x = \frac{r\omega}{2\varphi_x}\left(1 - \frac{\varphi_x^2}{\Psi^2}\right), \\ v_y &= \frac{r\omega}{2\Psi^2}\,\delta\varphi_y = \frac{r\omega}{2\varphi_y}\left(1 - \frac{\varphi_y^2}{\Psi^2}\right), \\ v_z &= \frac{r\omega}{2\Psi^2}\,\delta\varphi_z = \frac{r\omega}{2\varphi_z}\left(1 - \frac{\varphi_z^2}{\Psi^2}\right), \end{aligned} \tag{36}$$

iar (8) și (9) capătă forma

$$v^2 = \frac{r^2\omega^2}{4\Psi^4}\left[(\delta\varphi_x)^2 + (\delta\varphi_y)^2 + (\delta\varphi_z)^2\right], \tag{37}$$

$$V^2 = \frac{r^2\omega^2}{4\Psi^4}\left[(\delta\varphi_x)^2 + (\delta\varphi_y)^2 + (\varphi_z + \varphi'_z)^2\right]. \tag{38}$$

În cazul general se vede deci că numai pentru un singur ax este necesar să determinăm diferențele de fază dintre emițător și receptoare (de exemplu φ_z și φ'_z spre a calcula $\Psi^2 = \varphi_z\varphi'_z$ și $\delta\varphi_z$), pentru celelalte două axe ne sînt necesare numai diferențele de fază $\delta\varphi_x$ și $\varphi\delta_y$ dintre receptoarele înseși. În total deci avem de determinat numai 4 diferențe de fază, corespunzătoare celor 4 necunoscute.

Rezultă deosebit de simplu vîntul și direcția sa:

$$v_{xy} = \frac{r\omega}{2\Psi^2}\sqrt{(\delta\varphi_x)^2 + (\delta\varphi_y)^2}, \quad \operatorname{tg}\lambda = \frac{\delta\varphi_y}{\delta\varphi_x}. \tag{39}$$

În sistemul de determinare simplificat cu numai 4 receptoare (fig. 2), expresiile (15), (16) vor lua forma

$$v_z = \frac{r\omega}{2\Psi^2}(\varphi'_z - \varphi_z) = \frac{r\omega}{2\Psi^2}\,\delta\varphi_z, \quad V^2 - v^2 = \frac{r^2\omega^2}{\Psi^2}, \tag{40}$$

iar celelalte două componente ale vitezei vor deveni

$$v_x = \frac{r\omega}{2\varphi_x}\left(1 - \frac{\varphi_x^2}{\Psi^2}\right),$$
$$v_y = \frac{r\omega}{2\varphi_y}\left(1 - \frac{\varphi_y^2}{\Psi^2}\right). \tag{41}$$

Din cele trei componente rezultă v^2 și V^2:

$$v^2 = \frac{r^2\omega^2}{4}\left[\frac{1}{\varphi_x^2}\left(1 - \frac{\varphi_x^2}{\Psi^2}\right)^2 + \frac{1}{\varphi_y^2}\left(1 - \frac{\varphi_y^2}{\Psi^2}\right)^2 + \left(\frac{\delta\varphi_z}{\Psi^2}\right)^2\right],$$
$$V^2 = \frac{r^2\omega^2}{4}\left[\frac{1}{\varphi_x^2}\left(1 - \frac{\varphi_x^2}{\Psi^2}\right)^2 + \frac{1}{\varphi_y^2}\left(1 - \frac{\varphi_y^2}{\Psi^2}\right)^2 + \left(\frac{\varphi_z' + \varphi_z}{\Psi^2}\right)^2\right]. \tag{42}$$

De asemenea vîntul și direcția lui sînt date de

$$v_{xy} = \frac{r\omega}{2}\sqrt{\frac{1}{\varphi_x^2}\left(1 - \frac{\varphi_x^2}{\Psi^2}\right)^2 + \frac{1}{\varphi_y^2}\left(1 - \frac{\varphi_y^2}{\Psi^2}\right)^2},$$
$$\operatorname{tg}\lambda = \frac{\varphi_x}{\varphi_y}\cdot\frac{\Psi^2 - \varphi_y^2}{\Psi^2 - \varphi_x^2}. \tag{43}$$

Dacă determinarea vizează numai temperatura aerului (curent unidirecțional, figura 3), atunci viteza sunetului este dată de

$$V = \frac{r\omega}{2}\cdot\frac{\varphi_z + \varphi_z'}{\varphi_z\varphi_z'} = \frac{r\omega}{2\Psi^2}(\varphi_z + \varphi_z'). \tag{44}$$

Primită la redacție la 1 noiembrie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. Barret E. W., Suomi V., E. , J. of Meteorology, **6**, *4*, 273—276 (1949).
2. von dem Borne H., Meteor. Rundschau, **7**, *11/12*, 217 — 220 (1954).
3. Фатеев Н. П., Труды Г Г О, **52**, 48—61, (1955).
4. Fleagle R. G., Businger J. A., *An Introduction to Atmospheric Physics*, Academic Press, New York (1963).
5. Grigoriu A., Giurgea Gh., Rev. de Physique (Bucarest), **II**, *1*, 109—115 (1957).
6. Ishii Ch., Sci. Pap. Inst. Phys. Chem. Res. (Tokyo), **26**, 201— 207 (1935).
7. Мордухович М. И., Изв. Акад. наук СССР, сер. Геофиз., *3* (1959).
8. Suomi V. E., Businger J. A., Geophys. Res. Pap., v. III, *59*, 1 (1959).

TEMPERATURA RADIATIVĂ – METODĂ INDIRECTĂ DE ANALIZĂ A CÎMPULUI RADIATIV

DE

VALERIA WINTER şi MAGDA CAZAN-CORBASCA

Centrul de cercetări geofizice, Bucureşti, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

Transmiterea căldurii în aer în imediata vecinătate a solului are loc prin schimbul cinetic (turbulent) şi radiativ [1].

Amplitudinea diurnă a temperaturii aerului se micşorează o dată cu depărtarea de la suprafaţa solului, datorită tocmai mecanismului turbulent de transmitere a căldurii de la sursa principală de încălzire a atmosferei (solul).

Absorbind radiaţia solară directă şi difuză, suprafaţa solului primeşte o mare cantitate de energie. Dar ea pierde o parte din aceasta prin radiaţie, deoarece radiaţia termică proprie suprafeţei solului este aproape totdeauna mai mare decît radiaţia primită de către acesta de la atmosfera însăşi.

Încălzirea suprafeţei solului nu poate avea loc fără a ţine seama de cedarea căldurii în sol şi în atmosferă. În acelaşi timp, o parte din cantitatea de căldură este consumată şi pentru evaporarea apei din sol. Pentru a studia bilanţul termic al suprafeţei solului trebuie să ţinem seama de principalii componenţi ai acestuia :

— bilanţul radiativ,

— schimbul de căldură din sol,

— schimbul cinetic (turbulent) de căldură între suprafaţa solului şi atmosferă,

— căldura cheltuită pentru evaporarea apei de pe suprafaţa solului.

În această notă ne-am propus să studiem comportarea temperaturii cîmpului radiativ din imediata vecinătate a solului în legătură cu factorii atmosferici principali, precum şi posibilitatea de estimare cu ajutorul acesteia a modificărilor calitative ale cîmpului radiativ. Măsurarea temperaturii cîmpului radiativ am făcut-o cu termometrul-glob. Aceasta măsoară indirect intensitatea medie a densităţii de flux radiativ şi o exprimă ca „temperatura mijlocie" radiativă a mediului. Cu alte cuvinte, temperatura cîmpului radiativ are semnificaţia temperaturii unei incinte corp negru, în care există aceeaşi densitate de flux ca în mediul atmosferic.

Fluxul radiativ provine din căldura radiată de sol şi de obiectele aflate pe el, din căldura radiată de atmosferă şi din radiaţiile de undă

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 6, NR. 1. P. 85–91, BUCUREŞTI, 1968

scurtă ale Soarelui. Deci temperatura radiativă este determinată de variaţiile concomitente ale radiaţiei solului, ale radiaţiei atmosferei şi ale radiaţiei solare directe şi difuze.

Pentru studierea temperaturii cîmpului radiativ am făcut în iulie 1964, în regiunea Dobrogea, măsurători în trei zone perfect distincte din punctul de vedere al cîmpului radiativ :

1) zona de interior (locuri lipsite de vegetaţie),

2) zona de litoral-Agigea (cu faleză înaltă acoperită cu o plantaţie de salcîmi),

3) zona de litoral-Capul Midia, 2 Mai (cu plajă joasă lipsită de vegetaţie).

Studiul variaţiei temperaturii radiative ne obligă să ţinem seama de factorii principali care contribuie la variaţia fluxurilor de radiaţie din atmosfera joasă. Aceştia sînt :

— coeficienţii de absorbţie ai componenţilor atmosferici,

— repartiţia temperaturii şi umezelii în atmosferă,

— nebulozitatea şi proprietăţile ei optice,

— cantitatea de pulberi din atmosferă.

Din acest motiv, concomitent cu măsurătorile de temperatură radiativă, am determinat şi valorile temperaturii şi umezelii aerului, ale vitezei vîntului, ale intensităţii radiaţiei solare directe [2] şi ale concentraţiei nucleelor de condensare [3].

ZONA DE INTERIOR

Măsurătorile de temperatură radiativă au fost făcute în afara localităţilor Negru-Vodă, Kogălniceanu, Basarabi, Tulcea, Peştera, pe un teren lipsit de vegetaţie.

Temperatura radiativă, măsurată la soare, creşte în tot cursul zilei. În schimb, temperatura radiativă, măsurată la umbră, scade în cursul dimineţii, iar de la amiază începe să crească. Temperatura radiativă în această zonă variază între limite mai largi şi are valorile medii maxime şi minime mai mari decît cele din zona de litoral (26,4 — 77,8°C ; fig. 1).

Cum temperatura radiativă este rezultatul bilanţului radiativ al radiaţiei solului, pe de o parte, şi ale radiaţiei atmosferice şi solare, pe de altă parte, înseamnă că în cadrul acestui bilanţ s-au produs modificări cantitative, care au dus la o valoare finală deosebită de cea obţinută în zona de litoral.

Dacă analizăm variaţia temperaturii radiative T_r măsurată la soare, remarcăm în cursul dimineţii un mers crescător aproape paralel cu cel al intensităţii radiaţiei solare directe I_m, ca apoi după amiază, în timp ce intensitatea radiaţiei solare directe I_m scade, temperatura radiativă T_r continuă să crească (fig. 2). Aceasta datorită faptului că în prima parte a zilei un rol hotărîtor în bilanţul radiativ îl are radiaţia solară directă. În a doua jumătate a zilei, cu toate că intensitatea radiaţiei solare directe I_m scade, temperatura radiativă T_r continuă să crească, deoarece radiaţia atmosferică şi cea a solului cresc, bilanţul lor radiativ fiind încă excedentar.

La umbră, deci în absenţa radiaţiei solare directe, temperatura radiativă T_r, după o scădere accentuată în cursul dimineţii, începe să crească spre amiază (fig. 2). Deoarece determinările la umbră din zona de interior au fost făcute sub copaci, aceasta explică mersul deosebit al temperaturii

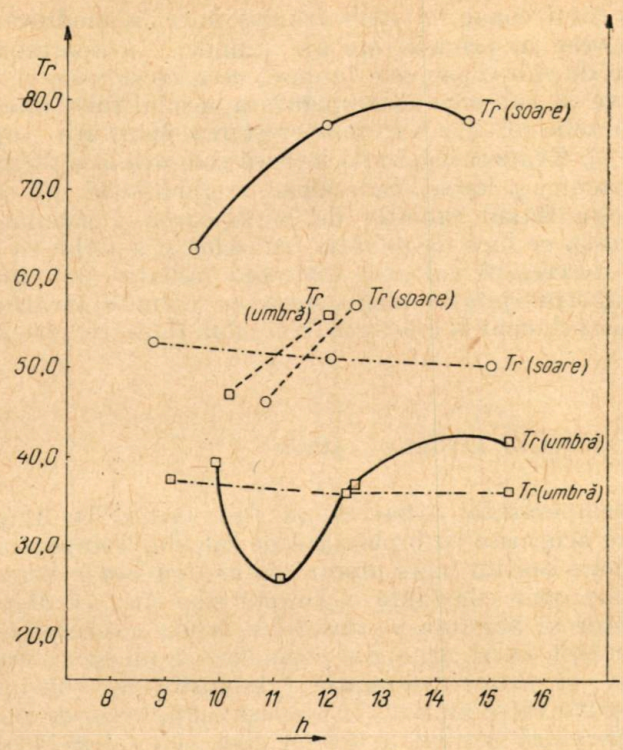


Fig. 1. — Variația temperaturii radiative T_r (valori medii) în zona de interior (———) și în zona de litoral: Agigea (-·-·-). Capul Midia și 2 Mai (---).

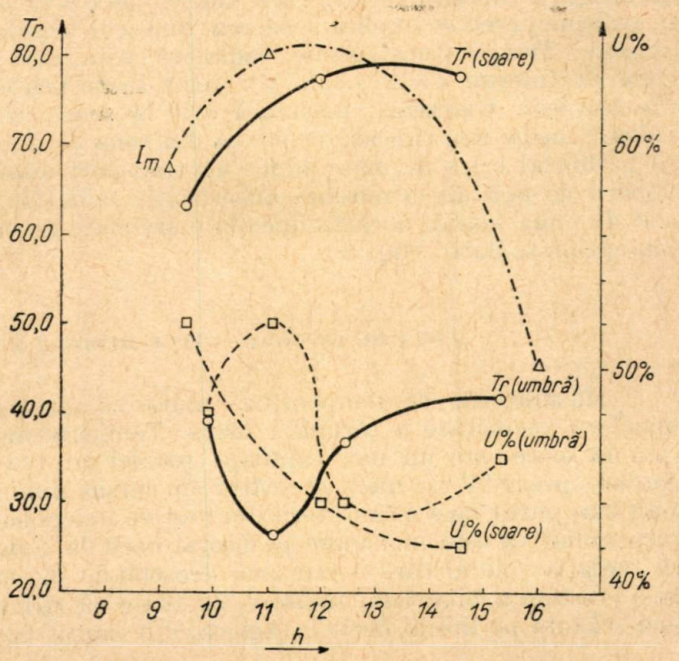


Fig. 2. — Variația temperaturii radiative T_r (O) în funcție de intensitatea radiației solare directe I_m (△) și de umezeala relativă $U\%$ (□) în zona de interior (valori medii).

radiative T_r. Existența unui copac cu mult frunziș duce la modificarea bilanțului radiativ, deoarece în primele ore ale dimineții evapotranspirația frunzelor și a ierbii de sub copac este intensă, ceea ce se vede și din creșterea umezelii relative de sub copac (temperatura aerului fiind practic constantă, creșterea umezelii relative exprimă creșterea densității vaporilor de apă din aer (fig. 2). Evapotranspirația intensă conduce la o răcire a radianților (frunzele copacului și iarba). Sub copac, unghiul solid sub care termometrul-glob primește fluxul radiativ de la frunzișul copacului și iarbă este foarte mare, ceea ce face ca radiația frunzelor și a ierbii să fie factorul hotărîtor care determină valoarea cîmpului radiativ [4]. Începînd de la amiază, evapotranspirația scade, ceea ce permite încălzirea radianților vegetali, aceasta ducînd la creșterea cîmpului radiativ receptat de termometrul-glob.

ZONA DE LITORAL — AGIGEA

Măsurătorile de temperatură radiativă au fost făcute la Agigea pe faleza înaltă, care este acoperită cu o plantație de salcîmi. Temperatura radiativă măsurată la soare are un mers practic paralel cu cea măsurată la umbră, ambele fiind aproape constante în timpul zilei (fig. 1). Mersul monoton ușor descrescător al acestora se datorește foarte probabil faptului că radianții terestri (sol, iarbă, frunzișul copacilor) se răcesc în urma intensificării evaporației și evapotranspirației, intensificare solicitată de scăderea umezelii relative către amiază. În același timp, briza de mare asigură monotonia temperaturii aerului în cursul zilei, iar faleza înaltă favorizează turbulența [1], care determină o evacuare a umezelii aerului în înălțime, ceea ce explică scăderea umezelii relative și a nucleelor spre amiază. Temperatura medie radiativă este mai mică decît cea din zona de interior (36,2 — 52,7°C). Acest lucru poate fi explicat din variația umezelii. Umezeala, măsurată atît la soare, cît și la umbră, are o valoare medie mai ridicată decît cea din zona de interior, datorită faptului că pe litoral briza de mare aduce un transport masiv de aer umed. Cum vaporii de apă din atmosferă absorb atît radiațiile de undă lungă, cît și cele de undă scurtă, aceasta duce la o atenuare întrucîtva a amplitudinilor bilanțului radiativ (fig. 1).

ZONA DE LITORAL — CAPUL MIDIA, 2 MAI

Măsurătorile de temperatură radiativă au fost făcute pe plajă în imediata vecinătate a țărmului mării. Temperatura radiativă T_r, măsurată la soare, are un mers aproape paralel cu cea măsurată la umbră. Ambele prezintă un mers crescător în cursul dimineții. După amiază nu s-au mai putut face măsurători, din motive independente de noi. Temperatura radiativă este mai mare pe litoral decît la Agigea, datorită faptului că radiația solului (nisip) este aici deosebit de intensă, ceea ce contribuie la o creștere a bilanțului radiativ, cu toate că radiația solară directă este mai scăzută pe litoral decît la Agigea, din cauza valorilor mai crescute ale

concentrației nucleelor și umezelii aerului [5] (fig. 3). Cantitatea mai mare de nuclee găsită pe litoral față de cea de la Agigea poate fi explicată prin valorile medii mai mari ale vitezei vîntului pe plajele libere de pe litoral fig. 4).

În concluzie, temperatura radiativă T_r ne-a permis să distingem în cele trei zone studiate importanța relativă a surselor de radiație care au contribuit la variația cîmpului radiativ.

Între zona de litoral, pe de o parte, și zona din interiorul Dobrogii, pe de altă parte, există o diferență remarcabilă de comportare a acestei mărimi. La soare, în zona de interior, temperatura cîmpului radiativ este substanțial mai mare decît valorile obținute tot la soare la Agigea și în cele două puncte extreme ale litoralului.

După-amiază diferența dintre acestea crește. Prin contrast, temperatura radiativă la umbra copacilor din zona de interior este vizibil mai mică decît aceeași temperatură măsurată de-a lungul litoralului la umbra unor obiecte de dimensiuni mai mici.

În același timp, plajele libere de la Capul Midia și 2 Mai manifestă o temperatură radiativă mai mare decît la Agigea, diferența dintre ele de asemenea crescînd spre amiază. Prin aceasta plajele libere, în ceea ce privește temperatura radiativă la soare, se apropie de regimul din interiorul Dobrogii și se depărtează de regimul de la Agigea.

Cum în bilanțul radiativ intră contribuția radiației solare directe, pe de o parte, și a radiației solare difuze, a radiației atmosferice și a radiației solului, pe de altă parte, înseamnă, deoarece temperatura radiativă T_r din zona de interior a fost mai mare decît cea din zona de litoral în timp ce intensitatea radiației solare directe I_m a fost mai mică, că modificările bilanțului radiativ se datoresc variațiilor diferite ale celorlalte fluxuri de radiație.

Pentru interiorul Dobrogii și extremitățile litoralului, radiația solului a avut o pondere importantă în bilanțul radiativ din două motive : solul descoperit se încălzește mai puternic și în același timp reflectă mai puternic radiația solară incidentă. Spre deosebire, la solul acoperit cu vegetație de la Agigea, radiația este în mare parte reținută de iarbă, ajungînd astfel la sol ca să-l încălzească o cotă mai mică. De asemenea reflexia pe solul acoperit cu vegetație este practic inexistentă. În același timp, la Capul Midia și la 2 Mai atît încălzirea nisipului, cît și reflexia lui este mai intensă și de aceea și contribuția solului la ridicarea temperaturii radiative față de Agigea este mai mare. Radiația proprie a atmosferei contribuie în zona de interior destul de mult la ridicarea temperaturii radiative, deoarece atmosfera era încărcată cu pulberi, care sînt puternici radiatori. În același timp, pulberile contribuie la mărimea cotei de radiație difuză, încît în zona de interior radiația difuză a fost mai ridicată.

Așadar, rezultă un regim radiativ deosebit pentru zona de interior și extremitățile litoralului, pe de o parte, și Agigea, pe de altă parte. La Agigea apare în bilanțul radiativ și aportul adus de radianții vegetali (plantația de salcîmi și rezervația cu iarbă înaltă). În plus, cum în compoziția spectrală a radiației solare de undă scurtă intră și ultravioletul biologic activ, înseamnă că în regimul radiativ al Agigei proporția acestuia va fi mai mare.

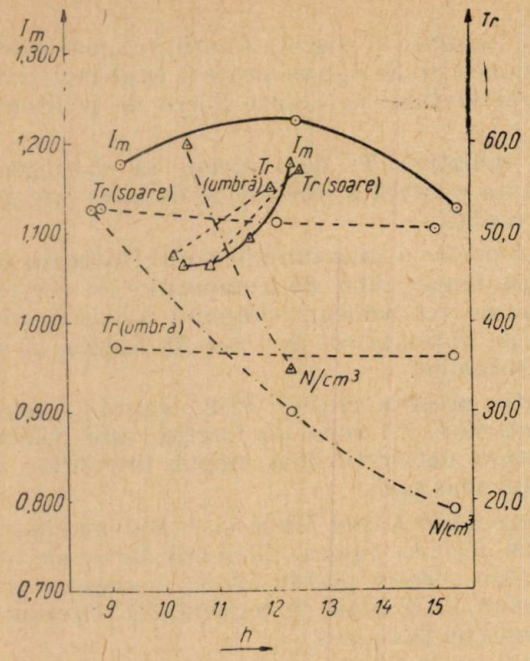


Fig. 3. — Variația temperaturii radiative T_r (-----) în funcție de intensitatea radiației solare directe I_m (———) și de concentrația nucleelor de condensare N/cm^3 (-·-·-·-). în zona de litoral : Agigea (O), Capul Midia și 2 Mai (Δ) (valori medii).

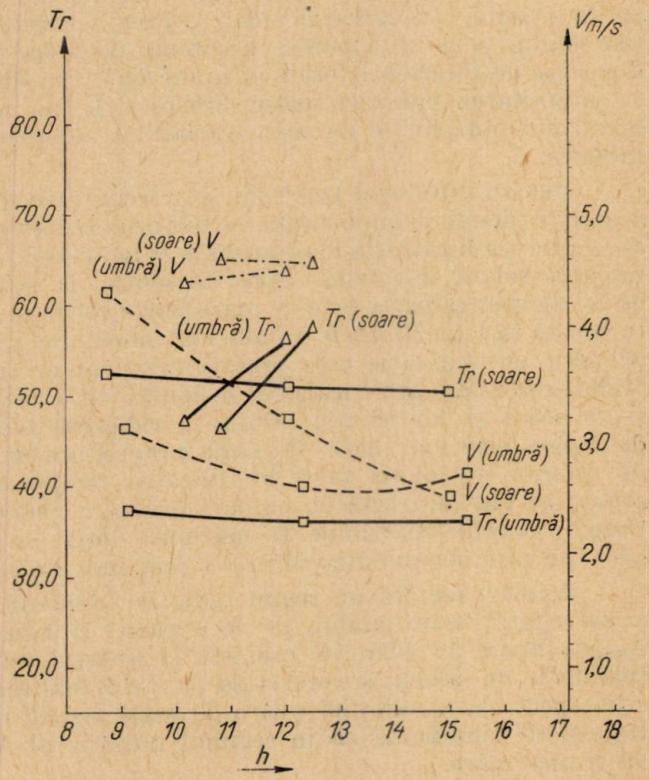


Fig. 4. — Variația temperaturii radiative T_r în funcție de viteza vîntului V în zona de litoral : Agigea (□), Capul Midia și 2 Mai (Δ) (valori medii).

Deci cu ajutorul temperaturii cîmpului radiativ T_r, care în fond reprezintă o funcție care sintetizează efectele mai multor parametri, am putut stabili care sînt zonele cu un regim radiativ mai convenabil din punct de vedere biofizic, prin aceasta temperatura radiativă putînd fi considerată un factor climatic și mai ales bioclimatic.

Primită la redacție la 1 decembrie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. R. G. Fleagle, J. A. Businger, *An Introduction to Atmospheric Physics*. Academic Press, New York — London, 1963, p. 180—196.
2. V. Winter, M. Cazan—Corbasca, *Asupra concentrației nucleelor de condensare: II*. St. cerc. geofiz., **5**, *2*, 225—230 (1967).
3. V. Winter, M. Cazan-Corbasca, *Asupra concentrației nucleelor de condensare I*. St. cerc. geofiz., **4**, *1*, 101—106 (1966).
4. E. Heyer, *Witterung und Klima*. B. G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1963, p. 341—357.
5. C. E. Junge, *Air Chemistry and Radioactivity*. Academic Press New York — London, 1963, p. 183—192.

REZULTATELE OBȚINUTE ÎN PRIMII DOI ANI DE EXECUTARE A MĂSURĂTORILOR CU GRADIENTOMETRUL ÎN REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA (ZONA SĂVENI-RIPICENI DIN PLATFORMA MOLDOVENEASCĂ)

DE

AMULIU PROCA și ANGELA PROCA

Întreprinderea geologică de prospecțiuni, București Cal. Griviței nr. 64

1. INTRODUCERE

Pe linia introducerii progresului tehnic în lucrările de prospecțiuni geofizice în scopul ridicării eficienței acestora, la întreprinderea geologică de prospecțiuni, începînd din 1964, au fost introduse în producție variometre gravimetrice (gradientometre) de un tip nou, cu o construcție deosebită față de vechile variometre (balanțele de torsiune) și cu o productivitate ridicată.

Măsurătorile de teren cu aceste gradientometre au fost executate în 1964—1965 într-o zonă din Platforma Moldovenească cuprinsă între localitățile Săveni, Mitoc și Ripiceni, în scopul cartării unor anomalii gravimetrice generate de contraste de densitate din fundamentul platformei în legătură cu eventuale zăcăminte de fier. În prima perioadă s-a încercat găsirea celei mai avantajoase metodici de lucru pentru condițiile din țara noastră, trecîndu-se ulterior la rezolvarea problemei geologice puse.

2. APARATURA ȘI METODICA DE LUCRU

Gradientometrele folosite au fost de tip GRBM—2, construite de firma „Gheologorazvedka" din Leningrad. Aceste aparate conțin, fiecare, cîte patru sisteme elastice de torsiune de tip Eötvös de ordinul II. Fiecare dintre ele este construit dintr-un tub de aluminiu, pe care sînt fixate lateral și în opoziție două mase. Sistemul este suspendat de un fir de torsiune care trece prin axa tubului. Distanța pe orizontală între mase este foarte redusă, asigurîndu-se astfel un moment de inerție mic, ceea ce conduce la o perioadă de stabilizare mică (2—3 min) și la o reducere a sensibilității sistemului față de mărimile de curbură.

ST. CERC. GEOL.,GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 6, NR. 1, P. 93—99, BUCUREȘTI, 1968

Citirile la aparat se fac direct la poziția de echilibru a sistemelor, determinîndu-se rotirea sistemului elastic sub acțiunea componentei orizontale a gravității prin măsurarea deplasării unui reper pe o scară fixă. Deplasarea reperului se realizează prin reflectarea lui pe o oglindă solidară cu sistemul elastic respectiv.

Determinarea valorilor celor două componente W_{zx} și W_{zy} este asigurată de efectuarea citirilor în două azimute (0 și 180° sau 90 și 270°). În scopul ridicării preciziei măsurătorilor s-au realizat însă citiri în patru azimute (0, 90, 180 și 270°), obținîndu-se astfel în fiecare punct de observație cîte patru valori pentru fiecare componentă a gradientului. În acest fel s-a asigurat o eroare medie de determinare de circa 3E.

Măsurătorile au fost realizate pe profile în stații situate la circa 200 m una de alta. Fiecare stație a fost compusă din două puncte de observație, distanțate la 20—30 m unul de altul, astfel ca prin medierea valorilor celor doi gradienți orizontali totali determinați în cele două puncte să se elimine eventuale influențe strict locale sau accidentale. Medierea a fost realizată numai în cazul în care cei doi gradienți nu difereau mai mult de 10E unul de altul pe una dintre componente. În cazul în care împrăștierea era mai mare, unul dintre ei a fost eliminat ca aberant.

Determinărilor din teren li s-au aplicat corecții de relief și reduceri de valoare normală (de latitudine). Corecțiile de relief s-au determinat prin metoda Numerov pînă la 50 m în jurul punctului de observație [4], utilizînd ca parametru de calcul densitatea de 1,80 g/cm^3 a stratului superficial, dedusă prin determinări pe probe. Reducerea de valoare normală (de latitudine) a fost calculată în ipoteza simplificatoare a formei de elipsoid de revoluție a Pămîntului.

În anii 1964 — 1965 s-au determinat gradienți orizontali totali într-un număr de 2 067 de stații.

Reprezentarea cartografică a acestora a fost realizată prin vectori cu originea în punctul respectiv de măsură. Direcția și mărimea vectorului s-au stabilit prin compunerea grafică a celor două componente W_{zy} și W_{zx}. În zonele interesante, pe baza hărților cu vectori s-au realizat profile de gradient. De asemenea în anumite sectoare s-a realizat integrarea gradienților, obținîndu-se hărți Δg.

3. REGIUNEA ÎN CARE S-AU REALIZAT MĂSURĂTORILE

Lucrările de teren au fost executate în partea de nord-est a Platformei Moldovenești, în apropierea granitei cu Uniunea Sovietică. Regiunea prezintă un relief puțin accidentat.

Din punct de vedere geologic, aceasta reprezintă continuarea spre sud-vest a Platformei Ruse și la alcătuirea ei iau parte formațiuni precambriene constituite din șisturi cristaline (în fundament), peste care se dispune o cuvertură sedimentară necutată, constituită din formațiuni siluriene, cenomaniene, tortoniene, bugloviene și sarmațiene.

Fundamentul regiunii a fost întîlnit numai în foraje, fiind situat în zona amintită la adîncimi cuprinse între 900 și 700 m, afundîndu-se treptat spre vest [2]. Șisturile cristaline, formate din gnaisuri sericitizate, gnaisuri granitoide etc, sînt strîns cutate într-o fază de orogeneză precam-

briană și străbătute de mase magmatice. În regiunea cercetată, fundamentul reprezintă partea de sud-vest a apexului și flancul unei anteclize, determinate prin măsurători gravimetrice și seismometrice. Ea este cea mai vestică antecliză înainte de cedarea platformei spre avanfosa Carpaților Orientali.

Tot numai în foraje a fost întîlnit și silurianul, constituit din gresii calcaroase, șisturi argiloase, calcare, marne calcaroase cenușii negricioase, dispuse orizontal peste fundamentul cristalin. Urmează apoi o mare lacună stratigrafică pînă în cenomanian, care este constituit din gresii și calcare albe, aflorînd și pe malul Prutului mai la nord (marne cretoase). Tortonianul care aflorează pe malul Prutului a fost întîlnit și în foraje și prezintă un facies recifal calcaros; la vest el prezintă un facies lagunar, iar mai la est, pe teritoriul U.R.S.S., un facies neritic tipic. Buglovianul apare la zi pe malul Prutului, fiind constituit din gresii marnoase, marne și calcare cretoase.

Sarmațianul (volhinianul) acoperă în întregime formațiunile mai vechi, fiind reprezentat prin roci detritice (conglomerate, gresii, argile, nisipuri, marne).

Cuaternarul, care acoperă suprafețe importante, este constituit din nisipuri la partea inferioară și loess și lehm la partea superioară.

Anterior, în regiunea de lucru au fost executate cercetări geofizice prin metoda gravimetrică (cu gravimetrul) și magnetică.

Cercetările gravimetrice [1]), cu caracter regional, au fost conduse de Radu Botezatu în 1952 și au pus în evidență o scădere a valorilor de la est către vest (cu un gradient mediu sub 1 mgal/km) și o serie de anomalii de maxim și minim (Bivolul Mic-Nichiteni, Ichimeni, Movila Ruptă etc.), interpretate ca fiind efectul unui relief vechi al platformei, care se prezintă sub forma unor ondulații largi asociate probabil și cu variații în densitatea materialului de platformă.

Cercetările magnetice [2]), tot cu caracter regional, executate în 1955 și conduse de Petre Suciu, au pus în evidență importante anomalii de maxim (Manoleasa-sud Movila Ruptă, Aurel Vlaicu-Sîrbi, Iorga-Panaitoaia etc.), interpretate ca „marcînd fracturi sau cel puțin flexuri în fundament care au permis aportul unui material magmatic spre suprafață, material a cărui susceptibilitate magnetică este mai mare față de cea a rocilor inconjurătoare".

4. REZULTATELE OBȚINUTE ȘI INTERPRETAREA LOR

Materialul primar a fost concretizat sub forma unei hărți cu gradienți orizontali totali, pe care în fiecare punct de stație a fost trasat un vector a cărui intensitate și direcție caracterizează gradientul orizontal respectiv. Prin procedeul amintit mai sus s-a realizat și medierea pe două puncte de observație apropiate, rezultînd harta cu gradienți orizontali totali mediați care a stat la baza interpretărilor.

---

[1]) Radu Botezatu, *Prospecțiuni gravimetrice în regiunea Moldova de NE*, Raport Arh. Com. Geol., 1952.

[2]) Petre Suciu., *Raport asupra prospecțiunilor magnetice regionale în Moldova de nord* (Darabani-Săveni-Trușești-Ștefănești și Sucevița), Raport Arh. Com. Geol., 1955.

În general, intensitatea gradienților determinați este mică, avînd valori cuprinse între 0 și 30 E; foarte rar și izolat se întîlnesc și gradienți mai mari de 30E. Urmărind orientările și amplitudinile vectorilor, s-au detectat o serie de anomalii de maxim sau minim al gravității, de extinderi și de amplitudini diferite pe întreaga suprafață cercetată.

Astfel, cea mai importantă anomalie de maxim gravimetric a fost cartată în sud-estul regiunii cercetate, în zona Manoleasa Volovăț, Zahoreni, Sărata, Mihălășeni, Păun, Lehnești, Ripiceni. În interiorul acestui perimetru, majoritatea vectorilor converg către o linie est Zahoreni-Lehnești, care ar constitui axa anomaliei maximale. Anomalia este alungită pe direcție aproximativ NV—SE pe circa 15 km, spre sud rămînînd deschisă și continuîndu-se, probabil, pe teritoriul U.R.S.S. Se remarcă faptul că amplitudinea gradienților este maximă pe flancurile anomaliei, atingînd valori de 30—35 E.

Spre nord și vest, anomalia este mărginită de zone de minim gravimetric (Manoleasa Volovăț, Bold) sau zone cu gradienți mici și divers orientați (vest Sărata, Mihălășeni).

La nord, între Sadoveni, Mitoc, Liveni și Sadoveni s-a cartat o altă anomalie de maxim gravimetric, cu axul orientat aproximativ est-vest între localitățile Iorga și Panaitoaia. Și această anomalie a fost determinată numai parțial, deoarece spre est rămîne deschisă, sugerînd continuarea pe teritoriul sovietic.

Mai la vest anomaliile de maxim se pot grupa pe trei direcții aproximativ paralele: Avrămeni-Borolea-Sărata, vest Ichimeni-Bodeasa-est Miron Costin și Drăgușeni-Podriga. Și aceste anomalii sînt separate prin zone de minim sau prin zone în care gradienții au orientări diverse și amplitudini reduse. Gradienții care definesc însă aceste anomalii au amplitudini mai mici (10—15E, mai rar 20E), iar extinderea în suprafață a anomaliilor este mică (3—4 km).

Comparînd harta gravimetrică Bouguer cu caracter regional, obținută anterior prin prospecțiunea cu gravimetrul, cu harta cu gradienți orizontali mediați, se observă o corespondență generală a anomaliilor, ultima hartă însă scoțînd în evidență trăsături de amănunt ale anomaliilor.

Compararea rezultatelor noastre cu harta magnetică ΔZ evidențiază o corelare remarcabilă a anomaliilor, maximele magnetice destul de intense pentru o regiune de platformă (400—500 γ) fiind situate în aceleași zone și avînd caractere asemănătoare (extindere, direcție) cu maximele gravimetrice cartate cu gradientometrele, ne sugerează existența unor cauze comune. Se remarcă însă o decalare sistematică de circa 1—1,5 km spre sud-est a axelor anomaliilor magnetice față de axele anomaliilor gravimetrice. Un exemplu tipic pentru astfel de anomalii conjugate îl reprezintă anomalia est Zahoreni-Lehnești (fig. 1), situată în partea sud-estică a perimetrului cercetat de noi.

Întrucît toate anomaliile de maxim cartate cu ajutorul gradientometrelor prezintă caractere asemănătoare, sîntem tentați a le explica prin cauze geologice similare.

Astfel, forma alungită a anomaliilor gravimetrice (ca și a celor magnetice conjugate) ne conduce la presupunerea existenței unor corpuri perturbatoare extinse pe o direcție (bidimensionale).

Referitor la adîncimea acestor corpuri perturbatoare, presupunem existența lor la nivelul fundamentului cristalin, deoarece cuvertura sedimentară este presupusă orizontală și deci nu poate provoca anomalii de tipul celor cartate. Eventualele variații de facies la nivelul tortonianului

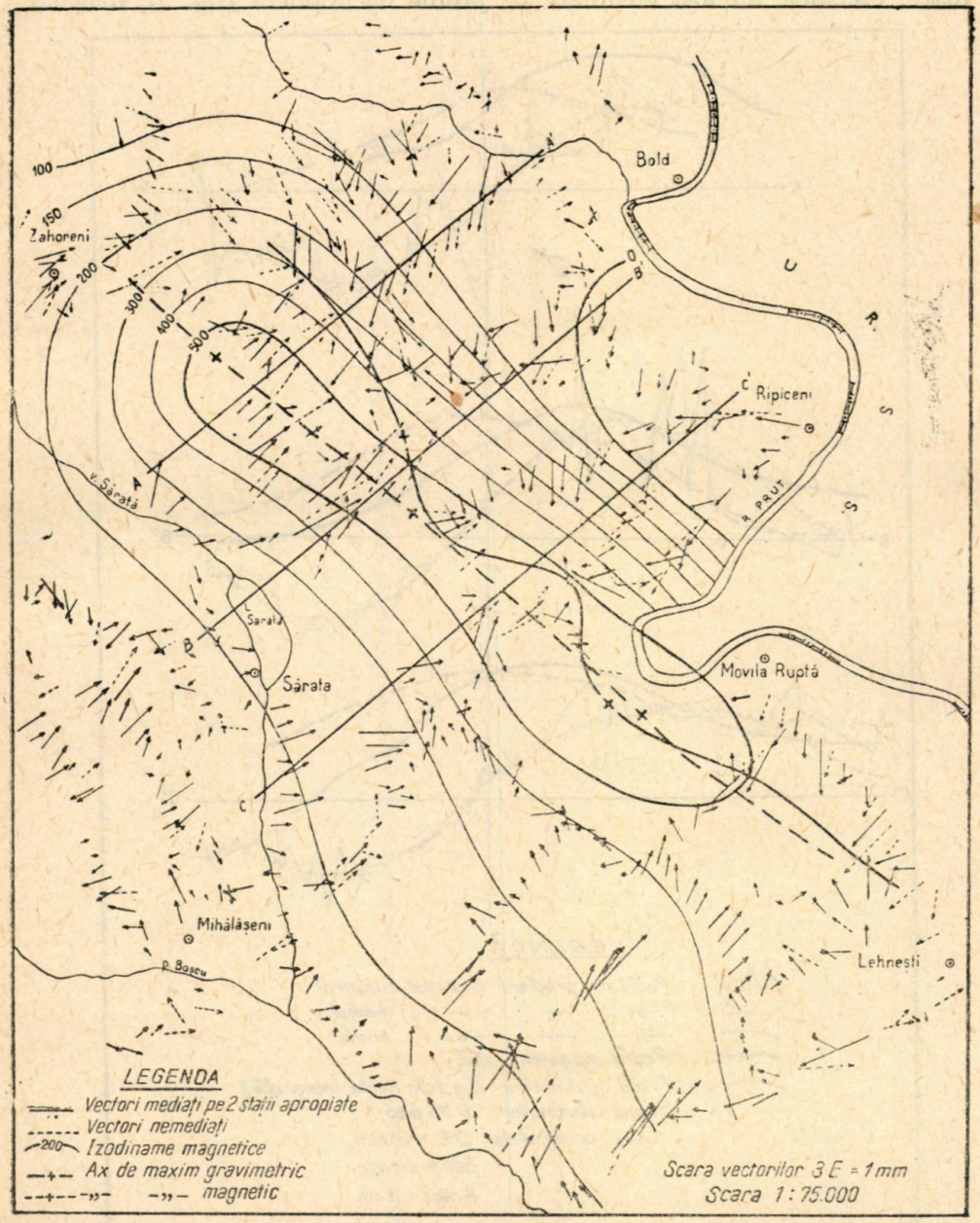


Fig. 1. — Harta cu gradienți orizontali totali mediați și harta magnetică ΔZ regională a zonei Zahoreni-Lehnești.

(recifi calcaroși) ar putea genera astfel de anomalii gravimetrice, însă această presupunere nu poate explica prezența anomaliilor magnetice conjugate. Totuși, pentru a elimina această ipoteză s-au realizat cîteva tentative de calcul a ordinului de mărime a adîncimii maselor perturbatoare. Calculele au fost efectuate pe profile de gradient (fig. 2), folosind

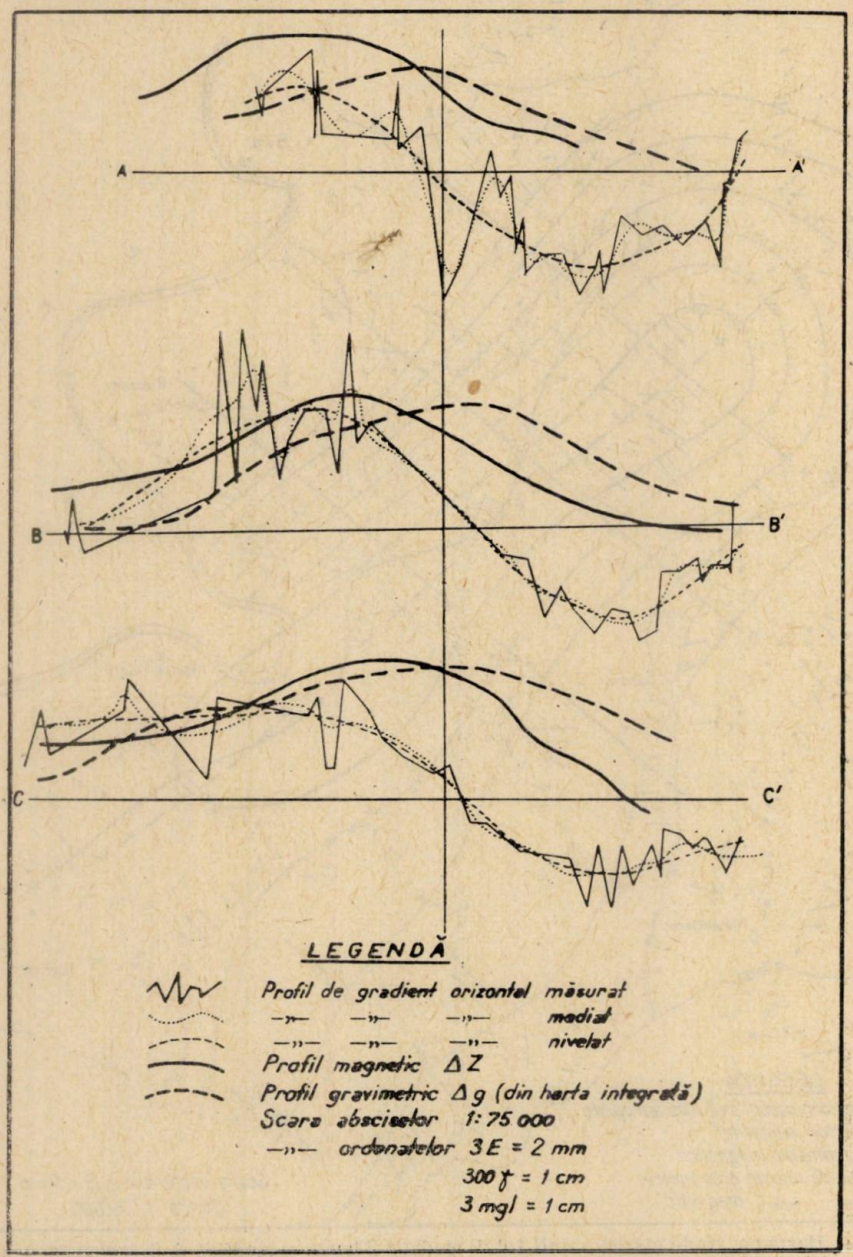


Fig. 2. — Profile gravimetrice și magnetice în zona Zahoreni-Lehnești.

abaca pentru interpretarea rezultatelor măsurătorilor de gradient orizontal pentru corpuri prismatice verticale semiinfinite [3]). Cu ajutorul abacei se poate determina adîncimea părții superioare (h) și grosimea ($2d$) a unor corpuri prismatice semiinfinite aflate în contrast pozitiv de densitate față de mediul înconjurător, pe baza cunoașterii caracteristicilor profilului de gradient deasupra corpului.

În calculele realizate s-au presupus diverse contraste de densitate (0,15 ; 0,20 ; 0,30 ; 0,40 g/cm^3) între corpul perturbator și mediul înconjurător, obținîndu-se pentru anomalia analizată (est Zahoreni-Lehnești) adîncimi (h) ale corpului perturbator de peste 1 000 m (1 000 — 1 600 m), iar grosimi ($2d$) de 1—2 km [4]).

Întrucît fundamentul regiunii se presupune a fi la circa 750—800 m adîncime, înseamnă că sursa anomaliilor cartate de noi se găsește undeva în interiorul său, confirmînd astfel ipotezele noastre.

Referitor la constituția geologică a corpurilor perturbatoare se poate preciza doar că este vorba de o masă densă (în contrast pozitiv de densitate față de formațiunile adiacente) cu proprietăți magnetice contrastante. Această masă ar putea fi reprezentată ori de intruziuni magmatice insinuate pe fracturi în interiorul fundamentului, ori importante variații laterale în compoziția petrografică a cristalinului, în ambele cazuri putînd prezenta importanță economică.

CONCLUZII

1. În primii doi ani de aplicare a prospecțiunilor gravimetrice cu gradientometrul în țara noastră, s-a pus la punct o metodică de lucru și de prelucrare a observațiilor aplicabilă în condiții geologice și de teren de tipul celor prezentate.

2. Primele rezultate confirmă aplicabilitatea metodei, indicînd zone din Platforma Moldovenească interesante din punct de vedere economic.

Primită la redacție la 15 noiembrie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. Constantinescu L. și colab, *Prospecțiuni geofizice*. Edit. tehnică, București, 1964.
2. Dumitrescu I., Săndulescu M., *Harta tectonică a Republicii Populare Române*, An. Com. Geol., **XXXII**, București, 1962.
3. Gavăt I., Airinei St., Botezatu R, Socolescu M., Stoenescu S., Vencov I., *Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice* (gravimetrice și magnetice). St. și cerc de geofiz, **I**, *1* (1963).
4. Numerov B. *Die topographische Reduktion bei Drehwagenbeobachtungen*. Zeitschrift für Geophysik, **IV**, Ianuarie, *3* (1928).
5. Oncescu N, *Geologia României*. Editura tehnică, București, 1965.

[3]) Gheorghe Ionescu, *Proiect de diplomă*, Arhiva Institutului de petrol, gaze și geologie București, 1965.

[4]) Amăliu Proca, Angela Proca, *Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice cu gradientometrul în partea de NE a Podișului Moldovenesc*, Arh. Com. Geol., 1966.

UN EXEMPLU DE ANALIZĂ STATISTICĂ A LEGĂTURII EXISTENTE ÎNTRE PARAMETRII FIZICI ȘI GEOLOGICI AI ROCILOR

DE

DAN ZORILESCU

Întreprinderea de prospecțiuni și laboratoare, B-dul N. Titulescu, nr. 85

1. INTRODUCERE

În geologie se întîlnesc în mod curent probleme de interpretare legate de existența sau de inexistența unor legături între diverșii parametri fizici și geologici ai rocilor.

Fenomene naturale firești fac ca aceste legături să existe, sarcina cercetătorilor constînd în aceea de a le observa și a găsi mijloacele de estimare a lor în scopul determinării parametrilor geologici (conținut, grosime, adîncime de localizare etc.) din datele măsurate, cu o aparatură adecvată, a diverșilor parametri fizici (radioactivitate naturală, rezistivitate aparentă, susceptibilitate magnetică etc.).

Metodele geofizice moderne de cercetare a structurilor ascunse prin măsurarea parametrilor corespunzători aruncă o primă rază de lumină asupra necunoscutului de sub suprafața terestră și dă posibilitate cercetătorilor ca pe baza cunoașterii fenomenelor respective, să se apropie de realitatea fizică prin interpretarea datelor obținute.

Metoda interpretării calitative este, în general, insuficientă de aceea se caută mijloace noi care să conducă la caracteristici cantitative. Cum în geologie se operează cu un volum impresionant de date, este indicat ca studiul mulțimilor de observații să se facă cu ajutorul statisticii matematice. Folosirea limbajului probabilistic și al metodelor statisticii matematice în geologie este justificată de posibilitatea asimilării variabilelor geologice cu variabile aleatoare.

G. Matheron [12] folosește pentru „conținuturi" denumirea de „variabilă regională". Evident, aceste variabile regionale au, pentru un volum dat al stratului sau al corpului cercetat, o valoare bine determinată și, prin urmare, nealeatoare ; totuși, printr-un artificiu care constă în împărțirea imaginară a unui strat sau corp în volume elementare și în alegerea la

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 6, NR.1, P. 101–122, BUCUREȘTI, 1968

întîmplare a unui asemenea volum elementar, valorile parametrilor respectivi capătă un caracter aleator. Prin urmare, „variabilele regionale" pot fi privite ca „variabile aleatoare" și se poate opera asupra lor cu tehnicile statisticii matematice.

În cele ce urmează se propune un exemplu de analiză statistică a unei probleme geologice, un model matematic care poate fi utilizat în oricare alt caz similar. S-a ales pentru exemplificarea practică datele furnizate de carotajul geofizic (înregistrările gamma natural) și de analizele de laborator efectuate asupra carotelor extrase din stratele de cărbuni, scopul lucrării constînd în studierea legăturilor dintre radioactivitatea naturală și parametri: conținutul în cenușă și grosimea stratelor de cărbuni. După un studiu asupra repartițiilor spațiale ale conținuturilor în cenușă și sulf, precum și al radioactivității naturale, se va efectua o analiză de corelație și de regresie a legăturilor existente.

În final va fi indicată o schemă generală de „variogramă-filtru" pentru precizarea cantitativă sau calitativă a unor parametri ai fenomenelor sau proceselor geologice după variația tuturor celorlalți parametri specifici.

2. STUDIUL REPARTIȚIILOR CONȚINUTURILOR ÎN CENUȘĂ ȘI SULF, PRECUM ȘI AL RADIOACTIVITĂȚII NATURALE A STRATELOR DE CĂRBUNI

Radioactivitatea naturală a stratelor de cărbuni este cauzată de dezintegrarea spontană a nucleelor izotopilor de potasiu 40 și a substanțelor radioactive formate în timpul dezintegrării elementelor din seriile uraniu și toriu.

Notăm:

x_c — conținutul în cenușă al stratelor de cărbuni;
x_s — conținutul în sulf al stratelor de cărbuni;
x_d — grosimea stratelor de cărbuni;
y — radioactivitatea naturală a stratelor de cărbuni;
x_i $(1 \leqslant i \leqslant n)$ — valorile de selecție ale variabilelor x_c, x_s sau x_d (se va folosi în toate cazurile x_c, x_s sau x_d, notarea x_i fără indicarea indicelui de parametru c, s sau d, pentru simplificarea scrierii);
y_i $(1 \leqslant i \leqslant n)$ — valorile de selecție ale variabilei y.

Valorile x_i și y_i se determină pe baza analizelor de laborator și a înregistrărilor curbei gamma natural. Cîmpurile de împrăștiere a valorilor variabilelor considerate au fost împărțite în intervale de lungimi egale, adecvat fiecărui caz în parte, și au fost determinate frecvențele absolute ale intervalelor, adică numărul de valori cuprinse într-un interval.

După calcularea frecvențelor relative rezultînd din împărțirea frecvențelor absolute la volumul selecției (numărul total de analize), se construiesc histogramele corespunzătoare (fig. 1—3), unde în abscisă se trec valorile parametrului studiat sub forma intervalelor obținute, iar în ordonată valorile frecvențelor relative f_i. Pentru fiecare interval se construiesc dreptunghiuri de lungimi egale cu f_i.

Alegerea numărului de intervale în care trebuie împărțit cîmpul de împrăștiere a valorilor unei variabile nu se face întîmplător, ci ținînd

seama de variabilitatea mulțimii de date definită de diferența dintre valorile maximă și minimă, în așa fel încît curba construită empiric să prindă caracterul global al repartiției valorilor. Dacă se folosesc prea multe intervale, în mod curent apar o serie de neomogenități întîmplătoare, care împiedică obținerea unor concluzii generale. Dacă numărul de intervale este prea mic, se poate denatura caracterul real al repartiției și deci se pot pierde informații prețioase. În general se propune în statistica matematică folosirea unui număr de intervale nu mai mic de 5, dar nedepășind 20.

Numărul de intervale se alege mai mare pentru o variabilitate și un volum mai mare al valorilor variabilei studiate.

Lungimea intervalelor se calculează cu formula

$$\frac{x_{max} - x_{min}}{k},$$

unde

x_{max} este valoarea maximă a variabilei
x_{min} — valoarea minimă a variabilei
k — numărul de intervale ales.

$x_{max} - x_{min}$ se numește variația maximă a cîmpului de împrăștiere sau amplitudinea împrăștierii.

După construirea histogramelor se compară curbele empirice obținute cu una dintre curbele frecvențelor relative (în statistică se mai numesc curbele densității de probabilitate) teoretice cunoscute. În acest fel se fac ipoteze de concordanță a repartiției empirice cu o anumită repartiție teoretică. Ipotezele făcute asupra concordanței repartițiilor empirice cu una dintre repartițiile teoretice cunoscute se verifică cu ajutorul unor „teste" statistice [3], [9], [11], [15], [18], [20], [22].

În cele ce urmează vom folosi așa numitul-test „χ^2". Testul „χ^2" constă în compararea valorii calculate cu ajutorul formulei

$$\chi^2 = \Sigma \frac{(n_i - np_i)^2}{np_i} \tag{1}$$

cu o valoare χ^2_q, obținută din tabelele repartiției χ^2 corespunzătoare unui prag de semnificație q dat și numărului corespunzător al gradelor de libertate.

Nu vom da demonstrarea acestui test. Dezvoltarea sa teoretică și tabelele corespunzătoare pot fi găsite cu ușurință în [9], [20].

Prin prag de semnificație se înțelege probabilitatea erorii de genul întîi, adică a erorii de a elimina o ipoteză adevărată. Evident, o astfel de eroare trebuie să fie mică pentru a avea o probabilitate mare de a accepta o ipoteză adevărată. În general, în aplicațiile practice se folosește un prag de semnificație egal cu 0,05 sau 0,025.

În formula (1), n_i sînt frecvențele absolute de apariție a valorilor de selecție, n volumul selecției iar p_i probabilitățile cu care variabila alea-

toare considerată poate lua valorile de selecție respective. Dacă pentru valorile observate n_i avem

$$\sum_{i=1}^{n} \frac{(n_i - np_i)^2}{np_i} \leqslant \chi_q^2, \tag{2}$$

vom accepta ipoteza făcută cu pragul de semnificație q.

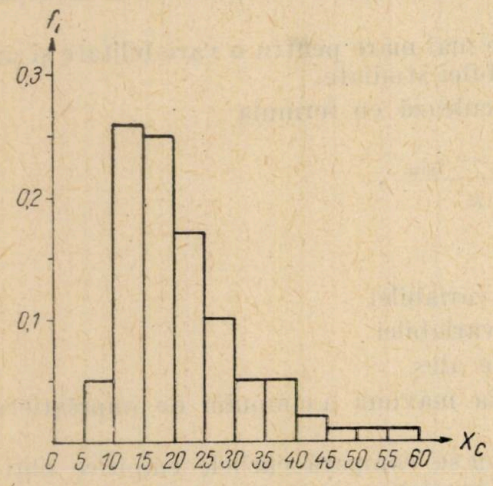


Fig. 1. — Histograma conținutului în cenușă x_c.

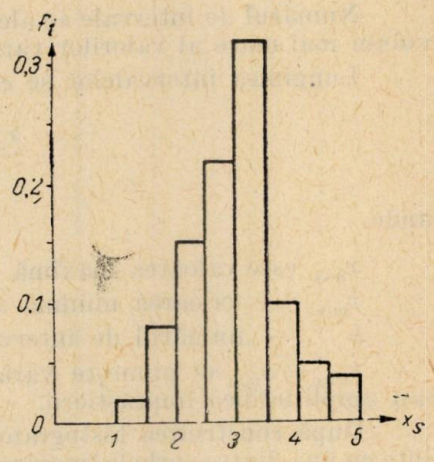


Fig. 2. — Histograma conținutului în sulf x_s.

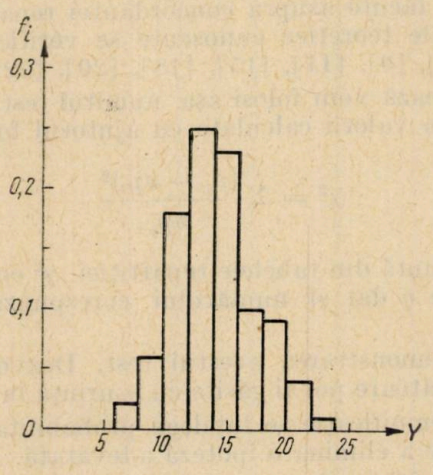


Fig. 3. — Histograma radioactivității naturale y.

Cum în general fenomenele naturale se supun unei legi de repartiție lognormale, fapt dovedit de numeroasele aplicații practice, și cum histogramele variabilelor x_c, x_s și y (fig. 1 —3) prezintă o asimetrie de stînga

asemănătoare curbei densității de repartiție lognormale, vom verifica în cele ce urmează ipoteze de lognormalitate. O variabilă aleatoare x se spune distribuită după legea lognormală dacă logaritmul său ($\ln x$) este distribuit normal.

Dacă notăm $\ln \gamma$ și σ^2 valoarea medie și varianța (pătratul dispersiei) variabilei normale $\ln x$ și dacă se face o schimbare de variabilă

$$z = \frac{1}{\sigma} \ln \frac{x}{\gamma} \text{ sau } x = \gamma e^{\sigma z},$$

atunci legea de repartiție a lui z este

$$F(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_z^\infty e^{-z^2/2} \, dz. \tag{3}$$

Valoarea medie a lui x este

$$m = \gamma e^{\frac{\sigma^2}{2}}, \tag{4}$$

iar varianța

$$\Sigma^2 = m^2 (e^{\sigma^2/2} - 1), \tag{5}$$

relații obținute prin calcul din densitatea de repartiție $f(x)$ a variabilei aleatoare $\ln x$:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi x}} e^{-\frac{(\ln x - \ln \gamma)^2}{2\sigma^2}}. \tag{6}$$

Studiul complet al repartițiilor statistice în general și al repartiției lognormale în particular se găsește în [4], [9], [12], [15], [20], [22]; aici am indicat doar elementele necesare aplicațiilor practice.

Cu aceste elemente generale vom trece la studiul practic al repartițiilor elementelor amintite. Calculele vor fi efectuate după scheme bine stabilite sub forma unor tabele și vor consta, în primul rînd, în calcularea mediilor și a dispersiilor logaritmice și, în al doilea rînd, în calcule referitoare la criteriul χ^2. Practic se folosește logaritmul zecimal ($\log x = \ln x \log e$).

2.1. REPARTIȚIA CONȚINUTULUI ÎN CENUȘĂ x_c (TABELELE 1*a* ȘI 1*b*).

Calculele pentru determinarea mediei și a dispersiei logaritmice sînt efectuate conform tabelei 1*a* (*observația 1*: *drept x_i s-a folosit mijlocul intervalelor*). S-a obținut

$$\log \gamma_c = \frac{\Sigma n_i \log x_i}{\Sigma n_i} = 1{,}28449,$$

$$\sigma_c = \sqrt{\frac{\Sigma n_i (\log x_i - \log \gamma_c)^2}{\Sigma n_i - 1}} = 0{,}1958$$

Tabela 1 a

Nr. crt.	x_i	$\log x_i$	n_i	$n_i \log x_i$	$\log x_i - \log \gamma_c$	$(\log x_i - \log \gamma_c)^2$	$n_i (\log x_i - \log \gamma_c)^2$
1	5—10	0,87506	4	3.50024	—0,40943	0,16763	0,67053
2	10—15	1,09691	20	21,93820	—0,18758	0,03518	0,60373
3	15—20	1,24304	19	23,61776	—0,04145	0,00172	0,03264
4	20—25	1,35218	13	17,57834	0,06769	0,00458	0,05957
5	25—30	1,43933	8	11,51464	0,15848	0,02512	0,20093
6	30—35	1,51188	4	6,04752	0,22739	0,05171	0,20682
7	35—40	1,57403	4	6,29612	0,28954	0,08383	0,33533
8	40—45	1,62839	2	3,25678	0,34390	0,11827	0,23653
9	45—50	1,67669	1	1,67669	0,39220	0,15382	0,15382
10	50—55	1,72016	1	1,72016	0,43567	0,18981	0,18981
11	55—60	1,75967	1	1,75967	0,47518	0,22580	0,22580
			77	98,90612			2,91551

În tabela 1*b* este indicat calculul expresiei (1) (observația 2 : pentru x_i au fost luate limitele superioare ale intervalelor, fapt utilizat frecvent în aplicațiile criteriului χ^2). De asemenea este necesară gruparea intervalelor extreme pentru a obține frecvențe absolute de cel puțin 5. Observațiile 1 și 2 sînt valabile și în celelalte cazuri.

Tabela

Nr. crt.	x_i	n_i	$\log x_i$	$\log x_i - \log \gamma_c$	$z_i = \frac{\log x_i - \log \gamma_c}{\sigma_c}$
1	5—10	4	1,00000	—0,28449	—1,45
2	10—15	20	1,17609	—0,10840	—0,55
3	15—20	19	1,30103	0,01654	0,08
4	20—25	13	1,39794	0,11345	0,58
5	25—30	8	1,47712	0,19263	0,98
6	30—35	4	1,54407	0,25958	1,37
7	35—40	4	1,60206	0,31757	1,62
8	40—60	5	1,77815	0,49366	2,52
		77			

Valorile funcției $\varphi(z_i)$ se iau din tabela 1*a*, lucrarea [9] sau din lucrarea [20]. Se observă că pentru un prag de semnificație $q = 0{,}025$ și un număr de grade de libertate $f = k - l - 1 = 5$, unde k este numărul intervalelor, iar l numărul parametrilor (medie și dispersie), se găsește în tabelele corespunzătoare ale repartiției χ^2 (tabela 3 din [9] sau tabela corespunzătoare din [20]) :

$$\chi^2_{0{,}025;5} = 12{,}8.$$

Cum

$$\chi^2_{\text{calc}} = 3{,}45 < 12{,}8,$$

rezultă că va trebui să acceptăm ipoteza de lognormalitate a conținutului în cenușă din stratele de cărbuni cu pragul de semnificație $q = 0{,}025$.

Conform cu (4) și (5), media și dispersia variabilei x_c au valorile

$$m_c = 19{,}625,$$
$$\Sigma_c = 2{,}75.$$

Se poate determina un interval de încredere pentru valoarea medie adevărată. În statistica matematică, pentru un prag de semnificație $q = 0{,}05$, se determină următorul interval de încredere pentru media unei mulțimi normale :

$$\left[\bar{x} - 1{,}96\,\frac{\sigma}{\sqrt{n}};\ \bar{x} + 1{,}96\,\frac{\sigma}{\sqrt{n}}\right].$$

Deci intervalul de încredere pentru $\log \gamma_c$ este [1,24137 ; 1,32761]. Antilogaritmînd, se obține intervalul [17,43 ; 21,26] pentru γ_c. Conform cu (4) pentru limitele de încredere ale lui γ_c se găsește următorul interval de încredere pentru m : [18,0 ; 21,5].

Cu o probabilitate de 95% vom fi siguri că media adevărată a conținutului în cenușă este acoperită de acest interval.

Se poate defini și un coeficient de variație al unei mulțimi de date prin expresia

$$V = \frac{\sigma}{\bar{x}} \cdot 100.$$

1 b

$\varphi(z_i)$	$p_i = \varphi(z_i) - \varphi(z_{i-1})$	np_i	$n_i - np_i$	$(n_i - np_i)^2$	$\frac{(n_i - np_i)^2}{np_i}$
−0,42647	0,07353	5,66	1,66	2,75	0,48
−0,20884	0,21763	16,76	3,24	10,50	0,63
0,03188	0,24072	18,54	0,46	0,21	0,01
0,21904	0,18716	14,41	−1,41	1,99	0,14
0,33646	0,11742	9,04	−1,04	1,08	0,12
0,41466	0,07820	6,02	−2,02	4,08	0,67
0,44738	0,03272	2,52	1,48	2,11	0,86
0,49413	0,04675	3,60	1,40	1,96	0,54
					3,45

Mărimea acestui coeficient este legată de gradul de omogenitate a colectivității statistice din punctul de vedere al caracteristicii studiate. Pentru conținuturile în cenușă se obține un coeficient de variație

$$V = \frac{2{,}75}{19{,}625} \cdot 100 \approx 14\%.$$

2.2. REPARTIȚIA CONȚINUTULUI ÎN SULF x_s

După calcule asemănătoare cazului precedent, se obține

$$\log \gamma_s = \frac{35{,}77970}{77} = 0{,}46467,$$

$$\sigma_s = \sqrt{\frac{1{,}12145}{76}} = 0{,}12147.$$

Pentru numărul de grade de libertate $f = k - l - 1 = 6 - 2 - 1 = 3$ și pragul de semnificație $q = 0{,}05$, se găsește din tabele

$$\chi^2_{0{,}05;3} = 7{,}81.$$

Cum $\chi^2_{calc} = 7{,}30 < 7{,}81$, rezultă că putem accepta ipoteza de lognormalitate a repartiției conținutului în sulf cu pragul de semnificație $q = 0{,}05$.

Media și dispersia variabilei x_s au valorile

$$m_s = 2{,}94,$$

$$\Sigma_s = 0{,}26.$$

Intervalul de încredere pentru valoarea medie log γ_s va fi [0,43919 ; 0,49015], cu pragul de semnificație $q = 0{,}05$, adică pentru γ_c va fi [2,749 ; 3,091], iar pentru valoarea medie m [2,78 ; 3,12].

Coeficientul de variație are valoarea

$$V = \frac{0{,}26}{2{,}94} \times 100 \approx 9\%.$$

Prin urmare, un coeficient de variație mai mic decît al conținutului în cenușă, ceea ce denotă o omogenitate mai mare a stratelor de cărbuni în raport cu această variabilă.

2.3. REPARTIȚIA RADIOACTIVITĂȚII NATURALE y

Calculele efectuate conduc la următoarele rezultate :

$$\log \gamma_r = 1{,}13634,$$

$$\sigma_r = 0{,}107.$$

Pentru un prag de semnificație $q = 0{,}025$ și un număr de grade de libertate $f = 7 - 3 = 4$, se găsește în tabele valoarea

$$\chi^2_{0{,}025;4} = 11{,}1.$$

Cum

$$\chi^2_{calc} = 1{,}44 < 11{,}1,$$

înseamnă că putem accepta ipoteza de lognormalitate a radioactivității naturale cu pragul de semnificație $q = 0{,}025$.

Media și dispersia lui y au valorile

$$m_r = 13{,}765,$$

$$\Sigma_r = 0{,}30.$$

Intervalul de încredere pentru $\log \gamma_r$ va fi, pentru $q = 0{,}05$, [1,11282 ; 1,15986], adică pentru γ_r va fi [12,97 ; 14,44].

Intervalul de încredere pentru m va fi [13,2 ; 14,5], iar coeficientul de variaţie

$$V = \frac{0{,}30}{13{,}765} \cdot 100 \approx 2\%,$$

ceea ce înseamnă că bazinul carbonifer studiat are o variabilitate redusă din punctul de vedere al radioactivităţii naturale, adică o omogenitate pronunţată în raport cu conţinuturile în substanţe radioactive.

3. STUDIUL CORELAŢIILOR $(x_c - y)$; $(x_s - y)$; $(x_d - y)$

În scopul verificării legăturii dintre radioactivitatea naturală şi conţinuturile în cenuşă şi sulf sau grosimea stratelor de cărbuni, s-a folosit teoria corelaţiei şi a regresiei prin utilizarea coeficienţilor şi a rapoartelor de corelaţie, precum şi a testelor de verificare a ipotezelor de independenţă sau de dependenţă a variabilelor.

3.1. CAZUL $(x_c - y)$

După calcule asemănătoare celor efectuate în tabela 1*a* asupra variabilelor nelogaritmate se obţin parametrii de selecţie :

— pentru radioactivitatea naturală, media de selecţie $\overline{y} = 14{,}1\ \mu$ R/h, dispersia de selecţie $S_{\overline{y}} = 3{,}36$;

— pentru conţinutul în cenuşă, media de selecţie $\overline{x}_c = 21{,}4$, dispersia de selecţie $S_{\overline{x}_c} = 9{,}70$.

Pentru studiul corelaţiei se întocmeşte o tabelă de corelaţie, care în statistica matematică se mai numeşte şi „tabelă de contingenţă". Valorile notate în rubricile tabelei reprezintă frecvenţele absolute n_{ij} ale unui domeniu dreptunghiular din plan, care are ca laturi intervalele de variaţie corespunzătoare celor doi parametri studiaţi : conţinut în cenuşă şi radioactivitate naturală. Aceasta înseamnă numărul de puncte din plan care au coordonatele cuprinse în intervalele respective. În ultima linie şi ultima coloană se trec frecvenţele absolute n_i şi n_j ale conţinutului în cenuşă şi radioactivităţii naturale.

Pentru calculul coeficientului de corelaţie s-a întocmit tabela 2, unde în prima linie şi în prima coloană sînt notate abaterile $x_i - \overline{x}_c$ pentru conţinutul în cenuşă şi $y_j - \overline{y}$ pentru radioactivitatea naturală. Rubricile tabelei cuprind, pe lîngă frecvenţele absolute n_{ij} ale domeniilor dreptunghiulare, şi produsele

$$n_{ij}\,(x_i - \overline{x}_c)\ \ (y_j - \overline{y}).$$

Ultima linie şi ultima coloană cuprind sumele pe linie şi pe coloană ale produselor corespunzătoare.

Tabela

$y_j-\bar{y}$ \ $x_i-\bar{x}_c$		1 −13,9	2 −8,9	3 −3,9	4 1,1	5 6,1
1	−7,1	1 98,69	1 63,19			
2	−5,1	1 70,89	1 45,39	3 59,67		
3	−3,1	1 43,09	4 110,30	5 60,45		2 −37,82
4	−1,1	1 15,29	8 78,32	1 4,29	4 −4,84	3 −20,13
5	0,9		4 −32,04	3 −10,53	7 6,93	
6	2,9		2 −51,62	2 −22,62	1 3,19	1 17,69
7	4,9			4 −76,44	1 5,39	1 29,89
8	6,9			1 −26,91		1 42,09
9	8,9					
	TOTAL	227,96	213,60	−12,09	10,67	31,72

După efectuarea calculelor s-a obținut coeficientul de corelație de selecție :

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x}_c)(y_i - \bar{y})}{n \cdot S_1 \cdot S_2} = 0{,}44,$$

unde

$$\bar{x}_c = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i}{n}; \qquad \bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^{n} y_i}{n},$$

$$S_1^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x}_c)^2}{n}; \qquad S_2^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} (y_i - \bar{y})^2}{n}.$$

2

6 11,1	7 16,1	8 21,1	9 26,1	10 31,1	11 36,1	Total
						161,88
						175,95
1 −34,41	1 −49,91					91,76
2 −12,21						60,72
	2 28,98	1 18,99	1 23,49			35,82
	1 46,69	1 61,19				54,52
				1 152,39		111,23
1 76,59						91,77
					1 321, 29	321,29
29,97	25,76	80,18	23,49	152,39	321,29	1104,94

Funcția de selecție r este o estimație a coeficientului teoretic ρ și, ca și acesta, are următoarele proprietăți :

a) $-1 \leqslant r \leqslant 1$;

b) dacă $r = \pm 1$, între variabile există o legătură liniară de forma

$$y - \overline{y} = \pm \frac{S_2}{S_1} (x - \overline{x}) ;$$

c) dacă $r = 0$, variabilele se zic necorelate ;

d) dacă $r \neq 0$ și $r \neq \pm 1$, atunci variabilele se consideră corelate, forma legăturii de corelație fiind sau liniară, sau neliniară putîndu-se determina prin asimilarea reprezentării empirice cu o funcție teoretică cunoscută, parametrii funcției teoretice fiind determinați prin metoda celor mai mici pătrate. În cazul practic considerat, intensitatea legăturii dintre radioactivitatea naturală și conținutul în cenușă al stratelor de cărbuni este deci $r = 0{,}44$.

Se pot verifica ipoteze asupra coeficientului teoretic de corelație ρ. De exemplu, ne propunem să verificăm ipoteza $H_0 : \rho = 0{,}5$. Pentru aceasta se folosește un test bazat pe transformarea lui R. A Fischer

$$Z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+\rho}{1-\rho},$$

cu ajutorul căreia se arată că variabila aleatoare

$$Z^* = \left(Z - \frac{1}{2} \ln \frac{1+\rho_0}{1-\rho_0}\right) \sqrt{n-3},$$

în cazul că este acceptată ipoteza $H_0 : \rho = \rho_0$, nu diferă esențial de o repartiție normală N (0,1), adică de o repartiție normală cu media zero și dispersia 1. Valoarea calculată Z^* se compară cu o valoare tabelată t_q (tabela VI, lucrarea [18]), corespunzătoare pragului de semnificație q. Dacă $|Z^*| \leqslant t_q$, vom accepta ipoteza $\rho = \rho_0$; în caz contrar o vom respinge cu pragul de semnificație q.

În exemplul studiat,

$$Z^* = -0{,}477,$$

$$t_q = 1{,}96, \text{ pentru } \quad q = 0{,}05,$$

și, cum $|-0{,}477| < 1{,}96$, vom accepta ipoteza $\rho = 0{,}5$, cu pragul de semnificație $q = 0{,}05$. De asemenea se poate calcula pentru coeficientul de corelație teoretic un interval de încredere.

Statistica matematică indică pentru acest interval limitele

$$\left[r - t_q \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}}; \quad r + t_q \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}}\right],$$

corespunzătoare unui prag de semnificație q dat. În acest caz putem afirma cu o probabilitate $p = 1 - q$ că intervalul determinat acoperă valoarea reală a coeficientului de corelație teoretic. Calculele practice conduc la următorul interval de încredere :

$$[0{,}2587; \quad 0{,}6987],$$

adică

$$0{,}2587 < \rho < 0{,}6987.$$

Prin urmare, în mod sigur, coeficientul de corelație teoretic este diferit de zero ($\rho \neq 0$) și putem afirma cu certitudine că există o corelație de intensitate $\rho = 0{,}44$ între conținutul în cenușă și radioactivitatea naturală a stratelor de cărbuni din bazinul carbonifer studiat. Pot exista situații în care această corelație este mult mai slabă sau mult mai puternică. Acest fapt implică neapărat un studiu al corelației.

Deoarece în unele cazuri coeficientul de corelație este un indicator slab, intensitatea corelației se definește cu ajutorul rapoartelor de corelație. De asemeni nu totdeauna un coeficient de corelație mic indică o corelație neliniară, deoarece, dacă coeficientul de corelație va fi egal cu

raportul de corelație, atunci între cele două variabile ar putea exista o dependență liniară.

Pentru coeficienți de corelație mici este indicat să se efectueze o analiză de regresie. Se definește ca regresie a unei variabile aleatoare y în raport cu variabila x valoarea medie a variabilei y condiționată de variația lui x, adică valoarea medie a lui y pentru o valoare fixată a lui x ($x = x_0$). Prescurtat se poate scrie

$$M(y/x)_{x=x_0}.$$

La fel, regresia lui x condiționat de y pentru $y = y_0$ va fi

$$M(x/y)_{y=y_0}.$$

Dacă $M(y/x)_{x=x_0} = ax + b$, (a, b — constante), atunci regresia lui y asupra lui x este liniară.

La fel, regresia lui x asupra lui y poate fi liniară, însă liniaritatea uneia nu implică neapărat liniaritatea celeilalte. Forma regresiei nu este totdeauna liniară. Trebuie deci verificată ipoteza de liniaritate a regresiilor.

O condiție necesară și suficientă pentru ca linia de regresie adevărată să fie liniară este ca rapoartele de regresie să fie egale cu valoarea absolută a coeficientului de corelație, adică

$$\eta_{x/y} = \eta_{y/x} = |\rho|,$$

unde $\eta_{x/y}$ este raportul de corelație al lui x în raport cu y, iar $\eta_{y/x}$ raportul de corelație al lui y în raport cu x.

Fără a mai indica dezvoltările teoretice referitoare la rapoartele de corelație, acestea putînd fi consultate în [1], [5], [20], vom nota doar expresiile lor, date sub forme adecvate pentru calcul:

$$\eta_{x/y} = \sqrt{\frac{\sum_y \frac{\left(\sum_x x \cdot n_{xy}\right)^2}{n_y} - \frac{\left(\sum_y \sum_x x \cdot n_{xy}\right)^2}{n}}{\sum_x x^2 n_x - \frac{\left(\sum_x x \cdot n_x\right)^2}{n}}}$$

și

$$\eta_{y/x} = \sqrt{\frac{\sum_x \frac{\left(\sum_y y \cdot n_{xy}\right)^2}{n_x} - \frac{\left(\sum_x \sum_y y \cdot n_{xy}\right)^2}{n}}{\sum_y y^2 n_y - \frac{\left(\sum_y y \cdot n_y\right)^2}{n}}},$$

unde

n_x sînt frecvențele absolute ale variabilei x
n_y „ „ „ „ „ y
n_{xy} „ „ „ „ perechilor (x, y).

Calculele practice sînt conduse conform unor tabele în care operațiile ce se fac sînt indicate în prima linie și în prima coloană [20].

Se obține în final

$$\eta_{x/y} = 0{,}5174 \text{ și } \eta_{y/x} = 0{,}5052.$$

Practic, liniaritatea regresiilor se verifică prin următorul procedeu dacă valorile de selecție ale lui $\eta_{x/y}$ și $\eta_{y/x}$ sînt acoperite de intervalul de încredere al coeficientului de corelație, atunci se acceptă ipoteza liniarității; în caz contrar, se respinge. Se observă că

$$0{,}2587 < \eta_{x/y} \; ; \; \eta_{y/x} < 0{,}6987$$

și deci vom accepta ipoteza de liniaritate a regresiei.

Liniaritatea regresiei se poate verifica și cu ajutorul criteriului F, care utilizează funcția

$$F_{x/y} = \frac{(N-m)\,(\eta^2_{x/y} - r^2)}{(m-2)\,(1-\eta^2_{x/y})},$$

pentru regresia lui x în raport cu y, și

$$F_{y/x} = \frac{(N-n)\,(\eta^2_{y/x} - r^2)}{(n-2)\,(1-\eta^2_{y/x})},$$

pentru regresia lui y în raport cu x.

În aceste funcții, N reprezintă numărul perechilor de valori (x, y) observate, n numărul de valori pe care le ia variabila x (numărul coloanelor din tabela de corelație) iar m numărul de valori pe care le ia y(numărul liniilor din tabela de corelație). Valorile $F_{x/y}$ și $F_{y/x}$ se compară cu valorile tabelate (tabela XI—2 din [20]) : $F_{(m,N,P)}$ și $F_{(n,N,P)}$, corespunzătoare gradelor de libertate m sau n și N și nivelului de semnificație q, adică probabilității $p = 1 - q$.

Dacă

$$F_{x/y} < F_{(m,N,p)},$$

$$F_{y/x} < F_{(n,N,p)}$$

atunci regresiile sînt liniare și au următoarea formă determinată teoretic :

$$x - \overline{x} = r\,\frac{S_1}{S_2}\,(y - \overline{y}),$$

pentru regresia lui x în raport cu y, și

$$y - \overline{y} = r\,\frac{S_2}{S_1}\,(x - \overline{x}),$$

pentru regresia lui y în raport cu x.

Calculele practice indică pentru

$$N = 77 \; ; \; n = 9 \; ; \; m = 11 \; ; \; \eta^2_{x_c/y} = 0{,}2677 \; ; \; \eta^2_{y/x_c} = 0{,}2552 \; ; \; r^2 = 0{,}1936,$$

$$F_{x_c/y} = \frac{4{,}8906}{7{,}4907} \; ; \quad F_{y/x_c} = \frac{4{,}1838}{5{,}2136}.$$

Fiind subunitare, se utilizează inversul lor:

$$1/F_{x_c/y} = 1{,}53 \text{ și } 1/F_{y/x_c} = 1{,}24.$$

Pentru $q = 0{,}05$ și corespunzător gradelor de libertate

$$f_1 = N - n = 68\,; f_2 = n - 2 = 7 \text{ pentru } F_{y/x_c}$$

și

$$f_1 = N - m = 66\,; f_2 = m - 2 = 9 \text{ pentru } F_{y_c/x},$$

găsim din tabela amintită valorile

$$F_{(66\,;\,9\,;\,0.95)} = 2{,}79,$$
$$F_{(68\,;\,7\,;\,0.95)} = 3{,}29.$$

Cum $1{,}53 < 2{,}79$ și $1{,}24 < 3{,}29$, acceptăm ipoteza de liniaritate a regresiilor. În acest caz, dreptele de regresie vor fi

$x_c = 1{,}270\ y + 3{,}493$, pentru regresia lui x în raport cu y,

$y = 0{,}152\ x_c + 10{,}8472$, pentru regresia lui y, în raport cu x_c.

În figura 4 este reprezentată regresia conținutului în cenușă în raport cu radioactivitatea naturală după datele selecției și dreapta de regresie corespunzătoare. Aceste drepte de regresie nu trebuie înțelese ca niște corespondențe biunivoce între x_c și y, ci ca relații liniare care

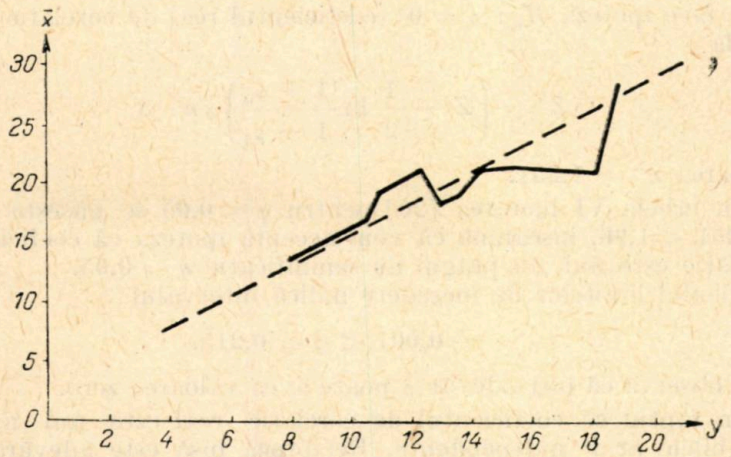


Fig. 4. — Regresia conținutului în cenușă în raport cu radioactivitatea naturală.

dau posibilitatea estimării valorii medii (valoarea cea mai probabilă) a unei variabile în funcție de valori individuale (fixate) ale celeilalte variabile.

Relațiile practice obținute nu pot avea caracterul unor relații definitive pentru bazinul carbonifer studiat, din cauza volumului mic al selecției folosite, lucrarea urmărind în special scopul indicării unui

model, unei metodologii de analiză statistică a unei probleme geologice. Evident, odată determinate astfel de legături, pot fi foarte utile pentru determinările practice ulterioare, putînd fi propuse în locul unor analize de laborator.

Metodica descrisă, în particular dreapta de regresie a lui x_c în raport cu y, dă posibilitatea estimării conținutului mediu de cenușă al stratelor de cărbuni direct din valorile radioactivității naturale măsurate în gaura de sondă.

Eroarea ce se face la estimarea dreptei de regresie este definită de dispersia lui x_c condiționată de y, adică

$$\sigma_{x_c y} = \sigma_{x_c} \sqrt{1 - \rho^2}.$$

În cazul studiat,

$$\sigma_{x_c y} = 9{,}7 \sqrt{1 - 0{,}44^2} \approx 8{,}63.$$

3.2. CAZUL ($x_s - y$)

Metoda de analiză fiind dezvoltată pe larg în cazul precedent, aici vom indica doar rezultatele practice obținute:

media de selecție $\bar{x}_s = 3{,}00$,

dispersia de selecție $\sigma_s = 0{,}75$,

coeficientul de corelație $r = 0{,}104$.

Se face ipoteza H_0: $\rho = 0$ (coeficientul real de corelație este nul). Variabila

$$Z^* = \left(Z - \frac{1}{2} \ln \frac{1 + \rho_0}{1 - \rho_0} \right) \sqrt{n - 3}$$

are valoarea $Z^* = 1{,}251$.

Din tabela VI lucrarea [20] pentru $q = 0{,}05$ se găsește $t_q = 1{,}96$. Cum $1{,}251 < 1{,}96$, înseamnă că vom accepta ipoteza că coeficientul real de corelație este nul, cu pragul de semnificație $q = 0{,}05$.

Calculul limitelor de încredere indică intervalul

$$-0{,}007 < \rho < 0{,}215.$$

Se observă că într-adevăr ρ poate avea valoarea zero.

Din faptul că coeficientul de corelație real este nul nu rezultă că variabilele ar fi independente. Reciproca însă este adevărată: dacă două variabile aleatoare sînt independente, atunci coeficientul de corelație este nul. Este necesar, prin urmare, să verificăm o ipoteză de independență.

În statistica matematică este indicat un criteriu de verificare a independenței dintre două variabile aleatoare care utilizează variabila de distribuție χ^2:

$$\chi^2 = n \left(\sum \frac{n_{ij}^2}{n_{i.}\, n_{.j}} - 1 \right),$$

unde

n este volumul selecției
n_{ij} — frecvențele absolute ale perechilor (x,y)
$n_{i.}$ — frecvențele absolute ale variabilei x
$n_{.j}$ — „ „ „ „ y.

Dacă $$\chi^2 \leqslant \chi^2_{f,q},$$

unde $\chi^2_{f,q}$ este o valoare tabelată corespunzătoare pragului de semnificație q și numărului gradelor de libertate $f = (r-1)(s-1)$, r și s fiind numărul liniilor și coloanelor din tabela de contingență, atunci vom accepta ipoteza de independență. În caz contrar vom respinge această ipoteză cu pragul de semnificație q. Calculele efectuate conduc la următoarele valori :

$$\chi^2_{calc} = 46{,}899.$$

Pentru $q = 0{,}05$ și $f = 56$ din tabela 3 [9] se găsește

$$\chi^2_{56;\,0.05} = 74{,}5.$$

Cum

$$\chi^2_{calc} < \chi^2_{56;0.05},$$

acceptăm ipoteza de independență dintre conținutul în sulf și radioactivitatea naturală, cu pragul de semnificație $q = 0{,}05$. Acest rezultat era de altfel de așteptat, aplicația practică fiind făcută pentru demonstrarea eficacității metodicii. Conținutul în sulf și radioactivitatea naturală fiind variabile independente, nu ne mai punem problema analizei de regresie.

În multe probleme geologice în care independența a doi parametri (de exemplu conținuturile a două elemente constituente ale unei roci) nu este evidentă nici teoretic și nici din observațiile practice, este foarte necesară demonstrarea acestei independențe. În funcție de rezultatul obținut : dependență sau independență între variabilele geologice, se pot trage concluzii genetice, concluzii care vin să confirme sau să infirme anumite ipoteze făcute apriori.

În cazul obținerii unui rezultat de dependență este necesar să se continue analiza statistică pînă la determinarea unor relații cantitative, care vor da posibilitatea, ca în exemplul precedent, să se estimeze valoarea unei variabile din valorile cunoscute de celelalte variabile. Astfel de determinări pot fi utilizate fie pentru înlocuirea unor analize chimice mai costisitoare, fie pentru compararea cu rezultatele analizelor chimice.

3.3. CAZUL $(x_d - y)$

Se studiază dependența radioactivității naturale a stratelor de cărbuni în funcție de grosimea lor. Calculele practice indică :

media de selecție $\bar{x}_d = 0{,}99$ (grosimea medie),
dispersia de selecție $\sigma_d = 0{,}53$,
coeficientul de corelație $r = -0{,}18$.

Se face ipoteza H_0 : $\rho = 0$ (coeficientul real de corelație este nul).

Variabila

$$Z^* = \left(Z - \frac{1}{2} \ln \frac{1+\rho_0}{1-\rho_0}\right) \sqrt{n-3}$$

are valoarea

$$Z^* = -1{,}60.$$

Pentru $q = 0{,}05$ din tabela VI [20] se găsește valoarea

$$t_q = 1{,}96.$$

Cum $|-1{,}60| < 1{,}96$, rezultă că putem accepta ipoteza $\rho = 0$, cu pragul de semnificație $q = 0{,}05$.

Limitele de încredere pentru coeficientul real de corelație sînt

$$-0{,}39168 < \rho < 0{,}03168.$$

Într-adevăr, ρ poate fi zero.

Pentru verificarea ipotezei de independență,

$$\chi^2_{calc} = n\left(\sum \frac{n_{ij}^2}{n_{i.}n_{.j}} - 1\right) = 27{,}216$$

este mai mic decît $\chi^2_{48;0.05} = 65{,}2$, determinat din tabela 3 [9] pentru $q = 0{,}05$ și $f = (r-1)(s-1) = 48$. Putem deci accepta ipoteza de independență a radioactivității naturale de grosimea stratelor de cărbune pentru bazinul carbonifer studiat. O astfel de ipoteză nu este altfel evidentă, analiza făcută fiind absolut necesară.

O concluzie ce se desprinde de aici este că grosimea stratelor de cărbuni nu a influențat amplitudinea curbei de variație a radioactivității naturale, înregistrate prin procedeele carotajului radioactiv.

O analiză care se impune este aceea asupra dependenței unui alt parametru al curbelor radioactivității naturale (lățimea anomală) de grosimea stratelor. S-ar putea determina o relație cantitativă care să poată estima grosimea stratelor de cărbune în funcție de valorile citite pe diagramă ale acestui parametru. Evident, pentru realizarea unor astfel de relații trebuie efectuate măsurători de carotaj mecanic și geofizic de mare precizie într-un număr oarecare de foraje și apoi extrapolarea acestor relații asupra noilor foraje efectuate pe același tip de cărbune.

Observație. În urma determinării valorilor medii ale diferitelor variabile fie cu ajutorul mediei artimetice, fie cu ajutorul expresiei determinate pe baza repartiției lognormale, se poate întocmi următoarea tabelă comparativă (tabela 3).

Tabela 3

Variabila	Valoarea medie estimată cu ajutorul mediei aritmetice	Valoarea medie estimată cu ajutorul expresiei $m = \gamma e^{\frac{\sigma^2}{2}}$	Abaterea Δm
x_c	21,400	19,625	1,775
x_s	3,000	2,940	0,060
y	14,100	13,765	0,335

O concluzie generală care se desprinde este că estimarea valorii medii reale cu ajutorul mediei aritmetice dă totdeauna valori mai mari decît estimarea cu ajutorul relației determinate pe baza repartiției lognormale. Abaterile dintre cele două estimații sînt totdeauna pozitive. Aceasta se datorește faptului că repartițiile studiate sînt asimetrice, cu asimetrie de stînga. În cazul repartiției conținutului în cenușă (fig. 1), asimetria de stînga este mai pronunțată, de aici și o abatere mai mare.

Repartițiile conținutului în sulf și ale radioactivității naturale fiind mai apropiate de o repartiție simetrică (gaussiană), (fig. 2 și 3) abaterile sînt mult mai mici tinzînd către zero. Prin urmare, media aritmetică nu totdeauna este un estimator bun al valorii medii al unui parametru geologic. Această observație a făcut obiectul multor cercetări, ajungîndu-se la concluzia că aplicarea mediei aritmetice pentru calculul conținutului mediu de minereu este principala sursă de erori în calculul rezervelor, care a dus la supraestimarea conținutului real ori de cîte ori repartiția acestui conținut a avut o asimetrie de stînga. Exemplul de mai sus este elocvent în acest sens.

Prin urmare, orice încercare de estimare a conținuturilor medii a minereurilor trebuie să înceapă cu un studiu al repartițiilor acestor conținuturi și abia după stabilirea legii corespunzătoare de repartiție să se aleagă metoda de estimare a conținutului mediu.

În cazul repartițiilor simetrice, media aritmetică este un estimator eficient și absolut corect. Alegerea corectă a metodei de estimare dă și posibilitatea determinării cu precizie a erorilor comise.

4. SCHEMĂ GENERALĂ DE „VARIOGRAMĂ-FILTRU" PENTRU PRECIZAREA CANTITATIVĂ SAU CALITATIVĂ A UNOR PARAMETRI ÎN FUNCȚIE DE VARIAȚIA TUTUROR CELORLALȚI PARAMETRI SPECIFICI

Metoda se bazează pe ideea specificității combinației tuturor domeniilor de variație a parametrilor fenomenelor sau proceselor geologice. Aceasta înseamnă că, dacă se studiază cantitativ parametrii specifici ai unei situații geologice, atunci, pentru condiții asemănătoare, variația parametrilor, mai precis combinația domeniilor de variație a tuturor parametrilor, este specifică. O dată cu schimbarea condițiilor geologice se schimbă și combinația domeniilor de variație a parametrilor respectivi.

Următoarele exemple vor clarifica cele spuse.

Exemplul 1. Fiecărui strat de cărbune, datorită condițiilor geologice de formare, îi este specifică o anumită combinație a domeniilor de variație a următorilor parametri: geologici (grosime, greutate volumetrică, conținut în cenușă, conținut în sulf etc.) și fizici (radioactivitate naturală, rezistivitate aparentă, polarizație spontană etc.). Unui alt strat de cărbune, corespunzînd altor condiții geologice de formare, îi este specifică o altă combinație a domeniilor de variație. Totul se reduce la determinarea într-o zonă cunoscută, pe bază de foraje, a valorilor parametrilor amintiți pentru fiecare strat în parte și determinarea domeniilor de variație a acestor parametri.

După construirea unui anumit fel de abacă, pe care o numim „variogramă-filtru", deoarece joacă într-adevăr un rol de filtru, putem caracteriza fiecare strat de cărbune interceptat de un foraj nou, executat în

afara zonei cunoscute, dar în același bazin carbonifer. Vom observa corespondența maximă a valorilor parametrilor pentru un anumit strat cu una dintre combinațiile domeniilor de variație ale variogramei. Se rezolvă astfel o problemă de corelare a stratelor de cărbune.

Se poate pune, de asemenea, problema determinării intervalului în care este cuprins conținutul în cenușă al unui strat în funcție de variația celorlalți parametri specifici.

Exemplul 2. Unui anumit tip de formațiune geologică sau unui anumit tip de mineralizație îi corespunde o anumită combinație a domeniilor de variație a parametrilor fizici specifici (susceptibilitate magnetică, densitate, rezistivitate aparentă, polarizație naturală, polarizație indusă, radioactivitate naturală), precum și a altor indicatori geologici de suprafață (conținuturi în anumite elemente ale solului, grad de alterare etc.).

Pentru parametrii fizici determinați se poate studia variația elementelor anomaliilor (valoare maximă, lățime). Dacă un astfel de studiu complet se face într-o zonă cunoscută și se construiește o „variogramă-filtru", atunci ar putea fi specificate anomaliile obținute într-o zonă similară din punct de vedere geologic. Exemple asemănătoare se pot găsi în toate ramurile geologiei.

Metodica implică un studiu prealabil foarte atent asupra zonei cunoscute. Sînt necesare măsurători precise ale parametrilor și considerarea unui număr cît mai mare de parametri, deoarece, dacă se iau în studiu doar un număr redus, atunci există o probabilitate foarte mare de a găsi aceeași combinație a domeniilor de variație pentru două probleme diferite (de exemplu nu este exclus ca pentru două strate diferite de cărbuni să se găsească aceeași combinație a valorilor rezistivității aparente, radioactivității naturale și polarizației spontane).

Deoarece nu s-a putut efectua un studiu pe un caz concret din lipsă de date suficiente, se va indica în cele ce urmează doar o formă generală de „variogramă-filtru".

Fie a_i $(i = 1, 2, \ldots, p)$ parametrii studiați și

$$[A^l_{im}; A^l_{in}]$$

domeniile de variație a acestor parametri pentru o situație dată l, adică pentru un complex de condiții dat.

A^l_{im} și A^l_{in} sînt limitele domeniului de variație care iau valori pe mulțimea valorilor de definiție a parametrului.

Indicii folosiți au următoarele specificații:

i — pentru indicarea parametrului,

m,n — pentru indicarea limitelor inferioară și superioară.

l — pentru indicarea situației geologice (un anumit strat, un anumit domeniu de variație a unui parametru etc.).

Desfășurat se poate forma următoarea tabelă 4. Conform acestei tabele de variație, se poate construi o „variogramă-filtru" ca cea din figura 5.

Practic, într-o zonă cunoscută se determină prin măsurători variația tuturor parametrilor, corespunzător fiecărei situații geologice. Se construiește diagrama-filtru pe o hîrtie milimetrică.

Pentru o situație necunoscută ce trebuie specificată (de exemplu recunoașterea stratelor de cărbuni), după determinarea valorilor para-

Tabela 4

l \ i	a_1	a_2	a_3	...	a_p
1	$A^1_{1m} - A^1_{1n}$	$A^1_{2m} - A^1_{2n}$	$A^1_{3m} - A^1_{3n}$	...	$A^1_{pm} - A^1_{pn}$
2	$A^2_{1m} - A^2_{1n}$	$A^2_{2m} - A^2_{2n}$	$A^2_{3m} - A^2_{3n}$	...	$A^2_{pm} - A^2_{pn}$
.	.	.	.		.
.	.	.	.		.
.	.	.	.		.
q	$A^q_{1m} - A^q_{1n}$	$A^q_{2m} - A^q_{2n}$	$A^q_{3m} - A^q_{3n}$	...	$A^q_{pm} - A^q_{pn}$

metrilor consideraţi se trasează pe o hîrtie calc asemănătoare variogramei drepte verticale prin fiecare valoare găsită a parametrilor. Situaţia în

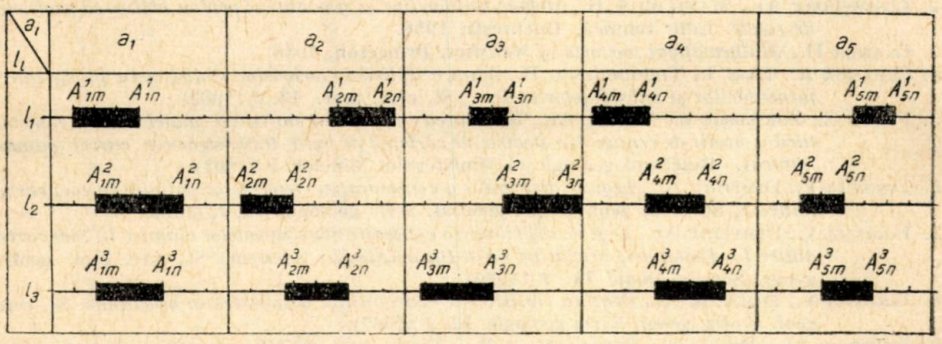


Fig. 5. — „Variogramă-filtru".

care intersecţia dreptelor verticale cu una dintre combinaţiile domeniilor de variaţie a parametrilor este maximă se atribuie cazului necunoscut.

Evident, sub această formă generală, metodica pare destul de greoaie, totuşi, datorită problemelor pe care le-ar putea rezolva, o propunem unui studiu mai aprofundat care să-i aducă şi eventuale îmbunătăţiri, iar acolo unde se pot face analize complete pentru un număr mare de parametri, se poate încerca şi aplicarea sa practică.

5. CONCLUZII

O analiză statistică completă a unei probleme geologice este utilă, după cum se vede din exemplul rezolvat, pentru elucidarea unei serii întregi de probleme : modul de repartizare a diferiţilor parametri geologici, estimarea corespunzătoare a valorilor medii şi a intervalelor lor de încredere, determinarea variabilităţii parametrilor, legături genetice între diferitele elemente mergînd pînă la relaţii cantitative între ele, independenţe statistice între parametri.

Asemenea studii conduc la concluzii care pot să confirme sau să infirme ipoteze mai vechi sau pot reprezenta suportul ştiinţific al unor ipoteze noi. Important în analiza statistică a unui fenomen este folosirea corectă a noţiunilor, a criteriilor şi a metodelor statistice, precum şi înţelegerea fenomenului studiat. Privirea fenomenului numai prin prisma mulţimii de date primare nu dezvăluie aproape nimic din caracteristicile sale esenţiale.

Fixarea, printr-o analiză atentă a acestor mulţimi de date, a caracteristicilor principale, esenţiale, este o contribuţie deosebită a statisticii matematice la cunoaşterea fenomenului respectiv.

Primită la redacţie la 4 noiembrie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. Ciucu G., Sîmbouan G., *Teoria probabilităţilor şi statistica matematică*. Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti, 1963.
2. Costa-Foru Al., Manilici A. G., *Metode radioactive şi geochimice pentru obţinerea profilelor de sonde*. Edit. tehnică, Bucureşti, 1958.
3. Cramér H., *Mathematical methods of statistics*. Princeton, 1946.
4. Creangă A., Lari I., Theodorescu R., *Asupra aplicării metodelor statistice la prospectarea minereurilor şi substanţelor utile*. St. cerc. mat., **13**, *2* (1962).
5. Fetcu E., Zorilescu D., Mirică Gh., *Estimarea cu ajutorul statisticii matematice a conţinuturilor medii de cenuşe din stratele de cărbune pe baza înregistrărilor curbei gamma natural*. Buletinul geologic al Ministerului Minelor, *2* (1967).
6. Ianovici V., Dimitriu Al., *Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice în roci carbonatice I*. St. cerc. geol. geofiz. geograf. Seria geologie, **10**, *1*. (1965).
7. Ianovici V., Dimitriu Al., *Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice în roci carbonatice II. Dolomitele cristaline de la Buru (Munţii Apuseni)*. St. cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie **11**, *1* (1966).
8. Ianovici V., Dimitriu Al., *Natura statistică a distribuţiilor asimetrice în geochimie*. St. cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie, **12**, *1* (1967).
9. Iosifescu M., Mihoc G., Theodorescu R., *Teoria probabilităţii şi statistica matematică*. Edit. tehnică, Bucureşti, 1966.
10. Kendal M. G., *Rank correlation methods*. London, 1948.
11. Lehmann E. L., *Testing statistical hypothesis*, New York, 1958.
12. Matheron G., *Traité de géostatistique appliquée*. Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, *4* (1962).
13. Mihoc G., *Asupra proprietăţilor generale ale variabilelor statistice interdependente*. Bull. Math. Soc. Roum. Sci. **37**, *1*, (1935); **37**, *2* (1936).
14. Mihoc G., Urseanu V., *Matematici aplicate în statistică*. Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1962.
15. Mihoc G., Firescu D., *Statistica matematică*. Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti, 1966.
16. Miller L. R., Kahn James Steven, *Statistical Analysis in the Geological Sciences*. John Wiley and Sons; Inc. New York — London, 1962.
17. Murard R., *Probabilités et statistique*. Rev. de l'industr. minér. no. spéc., oct. 1960.
18. Neyman J., Pearson E. S., *On the problem of the most efficient tests of statistical hypothesis*. Phil. Trans. Roy. Soc., Ser. A. 231 (1933).
19. Onicescu O., Mihoc G., *Calculul probabilităţilor şi aplicaţii*. Edit. Acad.R.P.R., Bucureşti, 1956.
20. Rancu N., Tövissi L.,Statistica matematică cu aplicaţii în producţie. Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1963.
21. Răileanu Gr., Grigoraş N. ş.a., *Geologia zăcămintelor de cărbuni*. Edit. tehnică, Bucureşti, 1963.
22. Шарапов И. П., *Применение математической статистики в геологии*. Изд. „Недра", Москва, 1965.

DESPRE „*REUNIUNEA DE ÎNCHEIERE A LUCRĂRILOR IQSY: 17—23 IULIE 1967, LONDRA*"

DE

Acad. G. ATANASIU

1. În perioada 17—23 iulie 1967 a avut loc la Londra Reuniunea IQSY (International Quiet Sun Years) sau AISC. Reuniunea a fost urmată imediat, la 24—29 iulie, de Simposionul ştiinţific COSPAR (Committee on Space Research).

Aceasta a fost a IV-a Reuniune Internaţională IQSY, cele precedente avînd loc la Paris în 1962, la Roma în 1963 şi la Madrid în 1965. Reuniunea din 1967 a fost întîlnirea de încheiere pentru lucrările făcute în Anii Soarelui Calm (1964—1966). S-au expus rezultatele studierii fenomenelor geofizice care depind de Soare. Au fost reprezentate comitetele IQSY naţionale din 45 de ţări. Comitetul de organizare al reuniunii: Preşedinte, prof. W.J.G. Beynon; secretar, dr. C. M. Minnis; unii dintre raportori:

Meteorologie, dr. W. L. Godson, *Aeronomie*, dr. M. Nicolet,
Geomagnetism, J. O. Cardus, *Radiaţii cosmice*, prof. S.N. Vernov,
Ionosfera, prof. W. Dieminger, *Activitatea solară*, dr. R. Michard.

Delegaţii au depus rezumate tipărite sau litografiate ale lucrărilor făcute după programul AISC. Pentru ţara noastră am difuzat *Raportul Final* asupra activităţii în cursul anilor 1964—1965. Raportul conţine expunerea, foarte rezumată, a lucrărilor de *meteorologie şi fizica atmosferii*, *geomagnetism* şi *activitate solară*, care s-au efectuat la noi în cursul AISC. Acest raport a fost difuzat la Londra într-un mare număr de exemplare; alte exemplare au fost trimise din Bucureşti în diferite ţări. În ziua de 20 iulie am prezentat Raportul Final la şedinţa de comunicări din sala Societăţii Regale de Geografie şi am expus rezumatul lucrării *Măsurătorile magnetice regionale recente din Republica Socialistă România şi valorile normale*.

În zilele de 19, 20, 21, 22 şi 24 iulie am luat parte la şedinţele de comunicări ale delegaţilor englezi şi din alte ţări.

În afară de şedinţele de comunicări ştiinţifice am fost invitaţi la o recepţie oferită de ministrul culturii din Anglia. Unii dintre noi am fost invitaţi la Royal Society, secretar dr. D.C. Martin, şi în altă zi la University College de prof. Harrie Massey.

2. Generalităţi asupra lucrărilor efectuate în cursul anilor AISC

Problemele cele mai importante incluse în programele diferitelor ţări au fost:

La *meteorologie*, locul important s-a dat cercetărilor atmosferei înalte mai sus de 20 de km, adică deasupra regiunii care este studiată cu metodele obişnuite. Atmosfera înaltă a fost

studiată cu rachete pînă la 100 km înălţime, cu *radiosondaje* pînă la peste 300 km sau cu înregistrările transmise de numeroşi sateliţi artificiali şi recepţionate în multe staţiuni de pe faţa Pămîntului.

La altitudini mai joase s-a determinat concentrarea ozonului şi a vaporilor de apă. S-a măsurat fluxul radiativ de la Soare la diferite înălţimi şi s-a determinat temperatura aerului.

În *geomagnetism*. La observatoarele magnetice s-a insistat asupra determinării elementelor magnetice în zilele calme. S-au făcut înregistrări de micropulsaţii şi de pulsaţii de furtună. Staţiuni geomagnetice au funcţionat în Arctica şi în Antarctica. S-a cercetat activitatea magnetică simultană în staţiuni *conjugate magnetic*, adică situate în emisferele N şi S, la capetele aceleiaşi linii de cîmp magnetic.

S-a căutat completarea cercetărilor magnetice regionale şi continentale, profitînd de zilele neperturbate din AISC.

Cu aparate montate pe vapoare speciale, ca vasele engleze „Vidal" şi „Snellius", vasul vest-german „Meteor" şi vasul sovietic „Zarea" s-a măsurat cîmpul magnetic pe mări şi pe oceane. Cu ajutorul avioanelor cu aparatură de înregistrare magnetică s-au ridicat profile peste Oceanul Atlantic şi Oceanul Pacific. Mai multe ţări, printre care şi ţara noastră, au colaborat la harta magnetică mondială (World Magnetic Survey).

Cu ajutorul sateliţilor artificiali ai Pămîntului s-a putut determina structura *cîmpului magnetic extraterestru*, cu centurile lui Van Allen, în corelaţie cu celelalte studii ale cîmpului magnetic terestru.

În ce priveşte *aurorele polare*, în afară de observaţiile vizuale care se făceau pînă acum de la sol, din staţiunile arctice şi antarctice, acum s-au făcut cu ajutorul sateliţilor artificiali ai Pămîntului măsurători directe asupra particulelor care constituie aurorele.

Cunoaşterea cîmpului magnetic extraterestru, a radiaţiilor şi a particulelor trimise de Soare permite astăzi edificarea unei teorii mai complete a aurorelor.

Studiului ionosferei i s-a dat o mare importanţă în cursul AISC. Construirea aparatelor radar de mare putere permite sondarea ionosferii pînă la mari înălţimi şi obţinerea de informaţii despre temperatura electronilor şi a ionilor. O altă posibilitate este aceea a primirii semnalelor *topside data* de la sateliţii Pămîntului de mari înălţimi ca de exemplu de la sateliţii canadieni „Alouette". Această metodă este foarte fructuoasă pentru cercetarea ionosferii.

Anii AISC au fost favorabili pentru aceste studii, care au profitat de opacitatea mai redusă a ionosferei în timpul minimului solar ; astfel spectrul radiofrecvenţelor pentru sondarea ionosferei a putut fi utilizat pe o întindere de mai multe octave. Studiile cu frecvenţe joase, de cîţiva megacicli, permit sondarea sistemului solar, galactic şi extragalactic.

Radiaţiile cosmice şi particulele deviate de cîmpul magnetic extraterestru. În general, programul de studii a radiaţiei cosmice în AISC a comportat :

a) studiul variaţiei radiaţiei cosmice la sol, cu înregistrări din staţii fixe ;

b) studiul din atmosfera înaltă a particulelor solare şi cosmice (galactice) din balon, cu ajutorul rachetelor sau al sateliţilor artificiali. S-a urmărit şi explorarea cîmpului geomagnetic extraterestru, centurile Van Allen. Prin aceste regiuni, particulele solare şi cosmice (protoni, electroni) sînt deviate geomagnetic. În cursul AISC, regiunile Van Allen sînt mai stabile, astfel că devierea particulelor încărcate electric se poate studia mai uşor.

Centrele Mondiale. Adunarea şi difuzarea internaţională a rezultatelor obţinute în cursul cercetărilor AISC a fost realizată şi de Centrele Mondiale WDC (World Data Centers) de Charlottenlund (Danemarca), De Bilt (Olanda), Tortosa (Spania), Boulder (Colorado, S.U.A.), Moscova, Paris, Tokyo, Slough (Anglia).

3. Rapoartele diferitelor ţări

Am primit rapoarte asupra lucrărilor AISC din mai multe ţări, ca de exemplu din Uniunea Sovietică şi din ţările socialiste, apoi din Anglia, Argentina, Belgia, Canada, Franţa, R. F. a Germaniei, Italia şi Iran. În multe dintre statele participante s-au pus la dispoziţia cercetătorilor AISC sume importante, care au fost utilizate mai ales pentru funcţionarea staţiunilor amplasate spre cei doi poli ai Pămîntului, în insulele din oceanele Pacific şi Indian, în Sahara, în Siberia.

În cele ce urmează vom expune foarte pe scurt cuprinsul rapoartelor unora dintre ţările participante, insistînd mai ales pentru disciplinele meteorologie, geomagnetism şi ionosferă.

4. Raportul Uniunii Sovietice

Suprafaţa extrem de mare a Uniunii Sovietice, care se întinde între meridiane depărtate între ele cu 170° şi paralele depărtate cu 45°, a permis aşezarea staţiunilor utilizate în AISC în regiuni foarte depărtate geografic, de unde se pot observa aspecte mult diferite ale aceluiaşi fenomen geofizic.

În Uniunea Sovietică, în cursul cercetărilor AISC s-au avut în vedere două direcţii importante de cercetări :

1) studierea cu deosebită atenţie a activităţii solare în anii de minim 1964—1965 ;

2) organizarea de noi cercetări asupra fenomenelor geofizice influenţate de Soare, cu utilizarea noii aparaturi şi a mijloacelor de studii care au progresat în perioada anilor 1957 (AGI) — 1964 (AISC).

În ce priveşte *meteorologia* şi *fizica atmosferei* s-au făcut la principalele observatoare din U.R.S.S. înregistrări în legătură cu programul AISC, şi anume : observaţii actinometrice în regiunile polare ; măsurători ale ozonului atmosferic, ale electricităţii atmosferice ; cercetări cu lansare de rachete ; influenţa activităţii solare asupra circulaţiei atmosferice ş.a. În staţiunile din Arctica şi Antarctica s-au făcut diverse studii asupra structurii atmosferei.

În *geomagnetism* s-au luat mai întîi măsurile necesare pentru a se introduce noul nivel absolut în toate observatoarele Uniunii. S-au echipat observatoarele cu noi instrumente ; s-au înregistrat micropulsaţiile şi s-a dezvoltat teoria acestor fenomene. S-au comparat datele obţinute simultan în observatoare conjugate pe aceeaşi linie de cîmp magnetic, de exemplu observatorul Sogra ($\varphi = 62°,8$ N ; $\lambda = 46°,2$ E) şi insulele Kerguelle din Oceanul Indian.

Cu ajutorul vasului nemagnetic „Zarea" s-au făcut multe înregistrări magnetice oceanice, determinîndu-se importante anomalii.

Studiul *ionosferei* s-a făcut mai ales prin radiosondaje verticale din 23 de staţiuni terestre. Ionosfera a fost cercetată şi în regiunile polare ; s-au studiat diferitele pături ionosferice în conexiune cu activitatea solară, s-au pus în evidenţă eterogenităţi şi vînturi în ionosferă. De pe vasul „Zarea" s-au făcut de asemenea sondări ionosferice, mai ales pentru a preciza variaţia diurnă a ecuatorului ionosferic.

S-au făcut studii importante şi în celelalte domenii ale geofizicii : aurore polare, luminescenţa cerului nocturn, activitatea Soarelui, radiaţii cosmice.

5. Raportul S.U.A.

Acest raport este cel mai dezvoltat. Cercetările IQSY din S.U.A. au fost susţinute mai ales de Academia Naţională de Ştiinţe şi de Consiliul Naţional de Cercetări. Conducerea lucrărilor au avut-o : M. A. Pomerantz, preşedinte ; H. Friedman, aeronomie ; W. Kellog, meteorologie ; E. H. Vestine, geomagnetism ş.a.

În afară de măsurătorile făcute la sol din observatoare și stațiuni, S.U.A. au lansat în cursul anilor 1964—1965, un număr de 29 de sateliți și un foarte mare număr de rachete, care au transmis date folosite în cercetările IQSY.

Dacă ne mărginim la cercetările de *geomagnetism*, studiile au fost făcute la observatoare din S.U.A., dintre care unele în Alaska, precum și la observatoare din alte continente. Rezultatele au fost colectate și prelucrate la Coast and Geodetic Survey de către J. H. Nelson și L. R. Aldredge, care au cerut și lucrările noastre de magnetism regional.

S-au înregistrat micropulsații, de exemplu, la Institutul de geofizică a Universității din Alaska, în Hawai, la Polul Sud și în Peru. S-au făcut ridicări aeromagnetice peste oceane pe o lungime de peste 650 000 km și tot astfel de ridicări peste Polul Sud și Polul Nord. Rachete și sateliți ai Pământului au fost utilizate pentru înregistrarea cîmpului magnetic terestru la diferite înălțimi, de exemplu cu ajutorul satelitului NASA-ESO.

Pentru realizarea programului IQSY de geomagnetism s-au utilizat 24 de stații ale S.U.A. și 8 stațiuni în cooperare cu alte state. Dintre stațiile S.U.A., 5 au fost în Alaska, 4 în diferite insule din zona ecuatorială și 3 în Antarctica ; stațiunea Amundsen-Scott a fost instalată chiar la Polul Sud. Tot în Antarctica s-au mai utilizat două stațiuni prin cooperare cu Noua Zeelandă și cu Australia. Alte stațiuni în cooperare s-au realizat în regiunea ecuatorială : 3 stațiuni cu Peru și în regiuni boreale, 3 stațiuni în Canada, Groenlanda și Suedia.

Studii foarte bogate s-au făcut în *meteorologie*, *ionosferă*, *aeronomie*, *radiații cosmice*, *activitate solară*.

6. Raportul Angliei

Contribuția Marii Britanii la studiile IQSY a fost importantă. Programul a fost aprobat de Royal Society (Academia de Științe). Au participat diferite universități, laboratoare guvernamentale și alte instituții. Responsabilii unor specialități au fost : *meteorologie*, dr. G. D. Robinson ; *geomagnetism*, dr. J. M. Stagg ; *ionosferă*, prof. W. J. G. Beynon, care a fost președintele IQSY și al reuniunii de la Londra.

La *meteorologie*, cercetări mai deosebite ale atmosferei superioare s-au făcut cu ajutorul rachetelor SKUA, lansate la peste 60 km înălțime, care au servit mai ales la măsurarea temperaturii și a direcției vînturilor. S-a utilizat și satelitul „*Ariel* 2" US/UK (S.U.A.— Anglia) pentru măsurarea distribuției ozonului mai sus de 30 km. La *geomagnetism* s-au făcut înregistrări după programul IQSY ale elementelor geomagnetice la 4 observatoare din Marea Britanie, la 2 observatoare antarctice (Halley Bay și Insula Argentina) și la observatorul din insula Mauritius din Oceanul Indian, la est de Madagascar. S-a insistat asupra micropulsațiilor prin înregistrări cu defășurarea rapidă și asupra înregistrărilor de furtuni. S-au instalat magnetometre protonice în trei stațiuni. Au fost efectuate măsurători oceanice, de exemplu s-au ridicat profile magnetice în Atlanticul de Nord și în Oceanul Indian cu aparate montate pe vasele „Vidal" și „Snellius".

În ce privește studiul *ionosferei* s-au făcut studii importante ajutate de faptul că ele au fost conduse chiar de președintele IQSY, prof. Beynon. În programul IQSY englez, studiul ionosferei a ocupat partea cea mai importantă. Această preferință este justificată de faptul că astfel de studii sînt tradiționale în Anglia, unde au început cu Heaviside (din 1902) și au fost continuate mai ales de Appleton (Premiul Nobel în 1947).

Stațiunile principale ale studiilor ionosferice au fost : *Aberystwyth*, *Slough* și *Sidmouth* din Anglia, *Akrotiri* din insula Cipru, *Stanley* și *Singapore* la latitudini ecuatoriale ; la latitudini foarte sudice au fost utilizate trei stații, ca de ex. *Halley Bay* în Antarctica.

S-a utilizat sondarea verticală sau oblică și semnale de radio ale sateliților Pământului, de exemplu ale sateliților canadieni „Alouette-1" și „Alouette-2", ca și ale satelitului „Explorer — 20" al S.U.A., lansat în 1964. Rezultate importante s-au obținut în studiul *activității Solare*, *radiațiilor cosmice* și *aeronomie*.

7. Raportul Franţei

Franţa a luat parte activă la lucrările IQSY. Au colaborat 14 unităţi, dintre care laboratoare CNRS, universităţi, Institutul de fizică a globului, radiometeorologia, observatoare astronomice şi magnetice, Institutul oceanografic ş.a.

În Franţa observaţiile s-au făcut în 15 staţii permanente sau semipermanente, iar în afara Franţei în 18 staţii, dintre care unele în Algeria, Africa Centrală, Senegal, Djibouti, Antile (Martinica), Madagascar, Oceanul Pacific (Noua Caledonie, Tahiti), în Antarctica (Terre Adélie) ş.a.

La *Geomagnetism*, mai deosebit s-au făcut observaţii magnetice în puncte conjugate pe glob, de exemplu Villeneuve -de-Marsan din Franţa şi Hermanns în Africa de sud.

Franţa a luat parte la întocmirea hărţii magnetice mondiale. A studiat variaţiile magnetice rapide spre ecuator la Addis Abeba şi în alte staţiuni din insule foarte sudice ale Oceanului Indian (ins. Kerguelle).

Activitatea solară a fost urmărită de la observatoarele Meudon şi Pic-du-Midi (în Pirinei).

În timpul eclipsei de Soare de la 30 mai 1965 s-au studiat efectele ionosferice în trei staţiuni din Polinezia. O altă campanie de sondaje ionosferice a fost organizată în Sahara pe timpul eclipsei de Soare de la 20 mai 1966.

O reţea de staţiuni a fost organizată pentru sondaje ionosferice verticale şi oblice de la pămînt ; ele au funcţionat în anii 1964—1966. Acestea au fost Garchy (Nièvre), Bangui (Africa Centrală), Tamanrasset (sudul Algeriei), Port-au-Français (ins. Kerguelle) şi Dumont d'Urville (Terre Adélie, Antarctica).

În domeniul *radiaţiei cosmice* s-au făcut studii de la sol la Observatorul Pic-du-Midi şi în Antarctica.

În alt domeniu al geofizicii s-a făcut fotometria aerului nocturn şi a aurorelor polare.

8. Comunicări făcute la Reuniune

Din expunerea programelor AISC a unora dintre ţări ne dăm seama de materialul ştiinţific foarte bogat care a fost obţinut în cursul lucrărilor din Anii Soarelui Calm. O parte numai din acest material a fost prelucrat pînă acum şi a fost expus în comunicări la Reuniunea de la Londra ; de acum înainte ele vor apărea în dările de seamă ale Reuniunii şi în revistele de geofizică ale diferitelor ţări. În broşura editată la secretariatul IQSY sînt date scurte rezumate a 50 dintre lucrările expuse la Londra.

Urmînd activităţii din Anul Geofizic Internaţional, care a avut loc în 1957—1958, cercetările AISC au profitat de experienţa AGI, obţinînd rezultate bune şi prin faptul că programul de lucru a fost mai restrîns, limitîndu-se numai la unele dintre domeniile geofizicii.

Reuniunea de la Londra a fost extrem de utilă şi prin cunoaşterea reciprocă a cercetărilor şi a felului cum lucrează, prin relaţii de schimb intelectual direct, care nu pot fi înlocuite cu corespondenţă şi cu trimitere de lucrări.

Materialul de publicaţii, adrese şi scrisori pe care le-am primit de la secretariatul IQSY şi de la comitetele IQSY din alte ţări participante este destul de bogat ; el se compune mai ales din : IQSY Notes, nr. 1 — 21 ; *IQSY Instruction Manual*, nr. 1—10 ; *World Data Centers*, cataloage de date ; *rapoarte finale* ale multor ţări participante şi adrese ale Secretariatului IQSY, Londra. Ultimul număr din *IQSY Notes* (nr. 21) are un cuprins foarte important, despre care vom relata ulterior.

Toate aceste materiale pot fi consultate la Secţia de geomagnetism a Centrului de cercetări geofizice al Academiei.

CONSIDERAŢII ASUPRA LEGĂTURII DINTRE CUTREMURELE INTERMEDIARE DIN VRANCEA ŞI FAZELE LUNII[1])

DE

ALEXANDRA NICULESCU

Problema corelaţiei dintre activitatea seismică şi cea cosmică a fost cercetată în special de P. G. Tamrazian pentru o serie de regiuni dintre care amintim partea de nord-vest a Oceanului Pacific [1] şi Caucaz [2]. Se constată pe baza datelor înregistrate că cea mai mare parte a cutremurelor se produc în intervalul de lună nouă şi lună plină, iar cele mai puţine în intervalul cînd Luna se află la primul sau ultimul pătrar. Corelaţia care există între frecvenţa cutremurelor şi poziţia Lunii presupune o legătură a eliberării energiei seismice cu mareele luno-solare.

Forţa mareică a Lunii se schimbă continuu în timpul unei luni, atingînd cele mai mari valori la perigeu şi cele mai mici la apogeu. Aşadar în timpul perigeului orbitei lunare, interiorul planetei noastre se află sub cea mai puternică acţiune a mareelor luno-solare şi din această cauză pămîntul eliberează cea mai mare cantitate de energie seismică (citată după lucrarea [4]). Acelaşi lucru am încercat şi noi a-l verifica pe baza cutremurelor din Vrancea.

S-au folosit observaţii seismice din perioada 1800—1963 [3], [4]. În zona Vrancei, care este cea mai activă regiune din punct de vedere seismic din ţara noastră, deosebim zona cutremurelor adînci ($100 \leqslant h \leqslant 200$ km), legată de curbura arcului Carpatic, şi zona cutremurelor puţin adînci ($h \leqslant 60$ km), care cuprinde focarele de la Rîmnicu Sărat, Mărăşeşti şi Tecuci [3].

Distribuţia cutremurelor pentru perioada amintită este dată în tabela 1 pe diferite intervale de timp, ţinînd seama de intensitate şi de frecvenţă. Astfel între anii 1800 — 1900, $I_0 > 7$, iar între 1900—1963, $4{,}0 \leqslant I_0 \leqslant 9{,}5$.

Tabela 1

ANUL	N	N_1	N_2	*LP*		*UP*		*LN*		*PP*	
				N_1	N_2	N_1	N_2	N_1	N_2	N_1	N_2
1800—1900	8	8	—	—	—	1	—	6	—	1	—
1902	1	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—
1903	3	3	—	2	—	1	—	—	—	—	—
1904	2	2	—	—	—	2	—	—	—	—	—
1906	1	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—
1907	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—
1908	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—
1912	6	3	3	—	—	—	2	—	—	3	1
1913	3	2	1	—	—	1	—	—	1	1	—
1914	3	3	—	—	—	1	1	1	—	—	—
1917	1	—	1	—	—	1	—	—	—	—	—

[1]) Prezentată în sesiunea ştiinţifică a Inst. pedagogic, Bucureşti, martie 1967.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 6, NR. 1, P. 128—131, BUCUREŞTI, 1968

(continuare tabela nr. 1)

ANUL	N	N_1	N_2	LP		UP		LN		PP	
				N_1	N_2	N_1	N_2	N_1	N_2	N_1	N_2
1919	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—
1927	2	—	2	—	—	—	—	—	1	—	1
1928	2	2	—	—	—	—	—	—	—	2	—
1929	2	2	—	1	—	—	—	1	—	—	—
1930	1	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—
1932	3	3	—	—	—	—	—	—	—	3	—
1934	5	5	—	2	—	—	—	2	—	1	—
1935	6	6	—	1	—	—	—	3	—	2	—
1936	12	12	—	5	—	3	—	4	—	—	—
1937	4	4	—	4	—	—	—	—	—	—	—
1938	3	3	—	1	—	—	—	1	—	1	—
1939	11	10	1	6	—	2	1	1	—	1	—
1940	54	54	—	26	—	15	—	7	—	6	—
1941	27	27	—	14	—	3	—	4	—	6	—
1942	19	19	—	5	—	7	—	3	—	4	—
1943	46	42	4	10	2	9	—	13	—	10	2
1944	25	25	—	7	—	8	—	5	—	5	—
1945	25	25	—	9	—	3	—	6	—	7	—
1946	10	10	—	2	—	3	—	—	—	5	—
1947	10	10	—	4	—	3	—	1	—	2	—
1948	17	17	—	5	—	6	—	2	—	4	—
1949	10	10	—	2	—	—	—	2	—	6	—
1950	16	14	2	3	—	1	—	6	2	4	—
1951	8	8	—	3	—	2	—	1	—	2	—
1952	31	18	13	6	—	3	2	4	5	5	6
1953	15	10	5	—	4	2	1	6	—	2	—
1954	20	16	4	1	1	2	1	5	2	8	—
1955	23	20	3	4	—	2	1	7	—	7	2
1956	18	15	3	4	1	3	—	5	1	3	1

(continuare tabela nr. 1)

ANUL	N	N_1	N_2	LP		UP		LN		PP	
				N_1	N_2	N_1	N_2	N_1	N_2	N_1	N_2
1957	10	7	3	—	1	—	—	2	2	5	—
1958	17	13	4	4	—	2	2	4	1	3	1
1959	23	19	4	6	—	6	2	3	—	4	2
1960	22	17	5	4	1	5	2	4	1	4	1
1961	15	11	4	9	2	1	—	—	1	1	1
1962	12	10	2	2	—	3	1	4	—	1	1
1963	12	12	—	5	—	4	—	—	—	3	—

N — numărul total al cutremurelor; N_1 — numărul total al cutremurelor cu $h \geqslant 100$ km; N_2 — numărul total al cutremurelor cu $h \leqslant 100$ km; LP — lună plină; LN — lună nouă; PP — primul pătrar; UP — ultimul pătrar.

De aici rezultă că din cele 567 cutremure studiate între anii 1800—1963, numărul cutremurelor a fost mai mare la fazele de lună plină şi lună nouă decît la fazele primului şi ultimului pătrar.

Din distribuirea cutremurelor la diferite adîncimi ale focarului rezultă că legătura seismelor cu fazele lunii se observă cel mai clar pentru adîncimile h cuprinse între 100 şi 200 km, cît şi pentru cutremurele cu adîncimi $h \leqslant 100$ km.

Numărul cutremurelor pentru intervalul lună plină şi lună nouă (274) este mai mare în comparaţie cu intervalele de cvadratură (229).

Perioada 1800—1963 se caracterizează prin aceea că nu este omogenă în ceea ce priveşte numărul cutremurelor şi de aceea am procedat la studierea corelaţiei amintite pe diferite intervale.

Cele mai complete observaţii există pentru perioada 1937—1963 şi, în special, pentru 1954—1963. Analiza tabelei 2 arată că pentru prima perioadă, corelaţia este respectată atît în situaţia replicilor cît şi fără replici.

Tabela 2

Nr. crt.	Perioada	Numărul total al cutremurelor	Adîncimea h (km)	LP	*UP*	LN	PP	LN+LP %	PP+UP %
1	1800—1963	503	$\geqslant 100$	159	107	115	122	54,47	45,53
2	1900—1963	495	$\geqslant 100$	159	106	110	120	54,34	45,66
3	1900—1963	559	$\leqslant 200$	171	122	127	139	53,30	46,70
4	1937—1963	446	$\geqslant 100$	146	95	96	109	54,26	45,74
5	1937—1963	503	$\leqslant 200$	158	108	111	126	53,47	46,53
6	1954—1963	140	$\geqslant 100$	39	28	34	39	52,14	47,86
7	1954—1963	172	$\leqslant 200$	45	37	42	48	50,58	49,42

LP — lună plină; LN — lună nouă; PP — primul pătrar; UP — ultimul pătrar.

Stabilirea acestei legături în special pentru cutremurele intermediare din Vrancea poate constitui încă o dovadă în plus a unei legături între condiţiile de producere şi elementele cosmice (mareele luno-solare).

CONCLUZII

Pe baza observaţiilor asupra cutremurelor intermediare din Vrancea (h = 100 — 200 km) s-a stabilit o legătură între fazele Lunii şi frecvenţa cutremurelor — numărul de cutremure corespunzător fazelor de lună nouă şi lună plină este mai mare decît acela corespunzător fazelor de cvadratură.

BIBLIOGRAFIE

1. Г. П. ТАМРАЗИАН, *О сейсмической активности северо-западного обрамления Тихого океана*. Изв. АН СССР, сер. геофиз. *5*, 665 (1958).
2. Г. П. ТАМРАЗИАН, *Разрушительные землетрясения Кавказа и фазы луны*. Изв. АН СССР, сер. геофиз., *12* (1957).
3. C. Radu, *Regimul seismic al Regiunii Vrancea*. St. cerc. geol. geof. şi geogr., Seria Geofizică, **3**, *2* (1965).
4. G. Petrescu şi C. Radu, *Seismicitatea teritoriului R.P.R. în perioada anterioară anului 1900*. Probleme de geofizică, vol. II/1963.

MŰSZAKI KÖNYVTÁRES DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883

REVISTE PUBLICATE IN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE
- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE
- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA
STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE, SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile :

- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi de graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se va da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţii.

19[illegible] OKT 9

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

E. GAŞPAR şi M. ONCESCU, **Introducere în radiohidrologie**, 1967, 344 p., 20,50 lei.

CARMEN SABĂU, **Schimbul ionic. Teoria şi aplicaţiile sale în chimia analitică**, 1967, 307 p., 12 lei.

D. N. POENARU şi N. VÎLCOV, **Măsurarea radiaţiilor nucleare cu dispozitive semiconductoare**, 1967, 374 p., 17 lei.

M. A. ELIAŞEVICI, **Spectroscopia atomică şi moleculară** (traducere din l. rusă), 1966, 1038 p., 62 lei.

R. V. DEUTSCH, **Teoria magnetohidrodinamică în fizica plasmei**, 1966, 546 p., 29 lei.

I. CUCUREZEANU, **Laseri**, 1966, 269 p., 12 lei.

I. URSU, **Rezonanţa electronică de spin**, 1965, 413 p., 32 lei.

F. GIORĂSCU şi M. ONCESCU, **Detectarea şi măsurarea radiaţiilor nucleare**, 1964, 227 p., 17 lei.

CORNELIA MOŢOC, **Acţiunea radiaţiilor nucleare asupra corpului solid**, 1964, 196 p., 8,25 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pămînt din România**, 1961, 196 p. + 17 pl., 13,75 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

D. RĂDULESCU şi R. DIMITRESCU, **Mineralogia topografică a României**, 1967, 377 p. + 1 pl., 21 lei.

AL. KISSLING, **Studii mineralogice şi petrografice în zona de exoskarn de la Ocna de Fier (Banat)**, 1967, 172 p. + 2 pl., 9 lei.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ. TOM. 6, NR. 1, P. 1—132, BUCUREŞTI, 1968

I. P. I. — c. 5898

43 867

Lei 25. —

F 1578

R

BIBLIOTECA

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA
GEOFIZICĂ
2

TOMUL 6
1968

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Academician SABBA ȘTEFĂNESCU, **redactor responsabil**; LIVIU CONSTANTINESCU, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, **redactor responsabil adjunct**; Academician G. ATANASIU; Academician TH. V. IONESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România; D. ENESCU, **secretar științific de redacție**

La revue „Studii și cercetări de geologie-geofizică-geografie", Seria geofizică, paraît 2 fois par an. Le prix d'un abonnement annuel est de $ 4. — ; £ 1.13.0; FF 20 — ; D.M. 16 —.

Toute commande de l'étranger sera adressée à CARTIMEX, Boite postale 134 — 135 Bucarest, Roumanie ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste, ou chez votre facteur.

Revista apare de două ori pe an.

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii poștali și difuzorii de presă din întreprinderi și instituții. Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice altă corespondență se trimit la Comitetul de redacție al revistei pe adresa: București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.

F 1578

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOFIZICĂ

TOMUL 6 NR. 2 1968

SUMAR

	Pag.
RADU BOTEZATU şi CONSTANTIN CALOTĂ, Asupra semnificaţiei geologice a unor mărimi statistice în analiza datelor gravimetrice	135
MIRCEA SUCEAVA, AMULIU PROCA şi SOTIRIS FOTOPOLOS, Anomalia gravităţii în munţii vulcanici Călimani-Gurghiu-Harghita	147
RADU BOTEZATU, Contribuţii la problema descrierii analitice a anomaliilor cîmpurilor potenţiale. 1. Descrierea analitică a anomaliilor de tip treaptă, pe profile, printr-un polinom de puteri ale distanţei	161
G. ATANASIU, Variaţia seculară a elementelor geomagnetice în Ardeal şi Banat în perioada anilor 1848—1968	173
C. RADU, Determinarea magnitudinii cutremurelor carpatice pe baza duratei de oscilaţie	193
C. RADU şi V. TOBYÁŠ, Contribuţii la cercetarea cutremurelor slabe de adîncime intermediară din regiunea Vrancea	205
C. RADU, Contribuţii la studiul cutremurelor intermediare din Mediterana Orientală	211
L. CONSTANTINESCU, Posibilitatea variaţiei în timp a suprafeţei Mohorovičić	217
ALEX. GRIGORIU, VALERIA WINTER, MAGDA CAZAN-CORBASCA, MIRELA PETRESCU, CANTEMIR ANGHELESCU şi GH. ANDREESCU, Asupra parametrilor fizici biotropi din zonele verzi şi zonele citadine	225
T. TORÓ, Asupra rolului particulei elementare neutrino în geofizică	235
V. VARODIN, L. BĂDESCU, V. CHIŞCAN, M. CHIŞCAN, C. CALOENESCU, G. IONESCU, AL. POPESCU, M. TRANCĂ şi G. ŢUGUI, Asupra posibilităţii obţinerii de informaţii geologice de la limite de adîncime mare prin metoda seismică de reflecţie	243
D. DOICIN, I. CORNEA şi M. ALEXANDRU, Consideraţii privind acţiunea grupării în suprafaţă cu contur circular şi dimensionarea ei în funcţie de parametrii zgomotului ambiant	263
D. ZORILESCU, Aplicaţii ale statisticii matematice în analiza observaţiilor geofizice	271
M. SĂCUIU şi D. ZORILESCU, Metode statistice de analiză a datelor seismice	281

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ., TOM. 6, NR. 2, P. 133—302, BUCUREŞTI, 1968

ASUPRA SEMNIFICAȚIEI GEOLOGICE A UNOR MĂRIMI STATISTICE ÎN ANALIZA DATELOR GRAVIMETRICE

DE

RADU BOTEZATU [1]) și CONSTANTIN CALOTĂ [2])

GENERALITĂȚI. IPOTEZE ȘI PREMISE

Metodele de lucru și mărimile specifice statisticii matematice cunosc astăzi o aplicare largă în aproape toate domeniile tehnice. Folosirea acestora a apărut, în ultimii ani, sub diverse aspecte și în cîteva probleme geofizice. Lăsînd la o parte unele mărimi statistice ca „medie", „abatere medie", „dispersie", „mediană", „moment", „probabilitate" etc., legate în primul rînd de aspectele metrologice ale cercetării geofizice, la cunoștința autorilor, aplicațiile statisticii matematice în analiza datelor geofizice bazate pe cîmpuri potențiale sînt prezentate în cele ce urmează.

Grant [4] propune un procedeu de evaluare a anomaliilor gravimetrice regionale definite ca expresie a speranței matematice, anomaliile locale fiind legate de abaterea standard față de media cu care se asimilează cele regionale. Serson și Hannaford [11] au folosit funcțiile de autocorelație și de corelație încrucișată la interpretarea anomaliilor lui D, H și Z, obținute cu un aeromagnetometru în Canada de vest și Oceanul Atlantic; prin compararea acestor funcții cu cele teoretice, stabilite pentru modele simple, s-au obținut estimări ale adîncimii rocilor care sînt responsabile de anomaliile măsurate. Neidell [8] a privit fenomenul de izostazie ca impulsul de răspuns la sarcina creată de relieful topografic, astfel încît convoluția cu topografia ar fi aceea care ar genera anomaliile măsurate ale gravității. Valorile impulsului de răspuns ar fi nedeterminate, însă autorul a găsit că momentele de ordinele zero, unu și doi ar fi semnificative și că pot fi interpretate ca gradul de compensație, întinderea acesteia și deplasarea ei în raport cu sarcina reliefului topografic. Horton, Hempkins și Hoffman [5] au folosit funcția de autocorelație și spectrul de putere al anomaliilor aeromagnetice din zona NV a Canadei pentru a obține tendințele direcționale și alte informații cu privire la structura

[1]) Institutul de geofizică aplicată, București, Șos. Kiseleff nr. 55.
[2]) Institutul de petrol, gaze și geologie, București, Str. Tr. Vuia nr. 6.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM 6, NR. 2, P. 135–146, BUCUREȘTI, 1968

geologică a acestei regiuni. Neidell [9] a calculat spectrele de putere ale anomaliilor gravimetrice şi magnetice, precum şi ale datelor obţinute prin sondajul acustic pentru mai multe profile în Oceanul Atlantic, pe care le-a comparat cu cel produs de un model teoretic al fundului oceanului, obţinînd unele informaţii cu privire la caracteristicile structurii geologice în regiunea studiată. Sax [10] foloseşte teoria informaţiei pentru a da soluţia unei probleme particulare în gravimetrie, şi anume reducerea numărului de izolinii ambigue dintr-o hartă gravimetrică, astfel încît numărul relativ de anomalii false şi de anomalii reale care lipsesc să fie minim, precum şi estimarea unei limite inferioare a probabilităţii ca o anomalie observată pe o hartă să-şi aibă cauza într-un anumit strat. Spector şi Bhattacharyya [12] au stabilit formule pentru spectrul de energie şi funcţia de autocorelaţie în cazul anomaliilor magnetice produse de corpuri geologice ce pot fi aproximate prin poli singulari, linie de poli, dipoli şi linie de dipoli, deducînd din acestea relaţii de estimare a adîncimii surselor de anomalii. Naidu [7] a studiat proprietăţile statistice ale cîmpurilor-potenţiale — gravitaţional şi magnetic — , în legătură cu proprietăţile statistice ale distribuţiei densităţii parametrilor fizici care, la rîndul ei este legată de caracteristicile geologice ale rocilor.

După cum se poate remarca din cele de mai sus, diversitatea problemelor atacate prin procedee statistice este foarte mare, fapt de altfel inerent oricărui început.

În lucrarea de faţă autorii şi-au propus să determine funcţia de autocorelaţie şi spectrul de putere pentru variaţia gravităţii de-a lungul unui profil regional în ţara noastră şi să încerce să stabilească semnificaţia geologică a acestor mărimi, în primul rînd din punctul de vedere al separării surselor majore de anomalii. Ca procedeu folosit, s-a plecat de la premisele utilizate de Horton şi colab. [5], însă prin corelaţii de date suplimentare s-au obţinut concluzii de o natură diferită şi mai apropiate de interesul geologic imediat.

Înainte de a intra în tratarea problemei care face obiectul prezentei lucrări, considerăm indicat să dăm cîteva explicaţii cu privire la suportul matematic şi fizic folosit.

În primul rînd, precizăm că am considerat variaţia anomaliei cîmpului gravităţii reprezentabilă printr-o funcţie staţionară de variabilă aleatoare. După cum este cunoscut, în statistica matematică se defineşte o variabilă aleatoare pe o categorie oarecare de probe, ca fiind o variabilă numerică a cărei valoare este determinată de rezultatul fiecărei probe. Este posibil ca unui proces de această natură să facem să-i corespundă o realitate matematică de o natură oarecare şi, în particular, o funcţie. O astfel de funcţie poartă numele de funcţie de variabilă aleatoare. În cadrul proceselor aleatoare există o clasă particulară de funcţii care prezintă o importanţă deosebită şi anume funcţiile aleatoare staţionare, caracterizate prin aceea că toate proprietăţile lor statistice sînt invariante pentru orice schimbare a originei procesului, adică media şi dispersia sînt constante, iar legea de repartiţie a probabilităţii nu depinde de variabila aleatoare.

Caracteristicile funcţiilor aleatoare staţionare precizate mai sus fac evidentă posibilitatea folosirii acestor funcţii la aproximarea variaţiilor în suprafaţă a anomaliilor cîmpurilor potenţiale şi, în particular, a acelora ale cîmpului gravităţii. Am fi înclinaţi chiar să considerăm că, pe baza

unor astfel de funcții, aproximarea este cea mai corectă, deoarece în realitate anomaliile cîmpului gravității, deși funcții continue, sînt practic cunoscute prin valori discrete în stațiile de măsură, reflectînd de fapt caracterul aleator al datelor care le avem la dispoziție.

În al doilea rînd, este de observat avantajul pe care îl prezintă folosirea unor mărimi statistice cum sînt funcția de autocovarianță, funcția de autocorelație și spectrul de putere în analiza anomaliilor cîmpurilor potențiale. Pe de o parte, aceste mărimi au un caracter sintetic, respectiv ele reflectă efectul tuturor componentelor anomaliei pe întreaga porțiune de profil studiată. De asemenea, aceste mărimi avînd semnificații de momente au o interpretare energetică. În fine, între funcția de autocorelație și spectrul de putere există o legătură importantă și anume aceea de la o funcție la transformata Fourier a acesteia.

Toate aceste caracteristici asigură analizei anomaliilor cîmpurilor potențiale posibilitatea de a se efectua într-o optică total diferită de cea obișnuită. În special interpretarea spectrului de putere prezintă posibilități mari, dacă ne gîndim că semnificația fizică a acestuia pentru un profil al gravității este destul de simplu de explicat, considerînd anomaliile ca rezultatul cumulării unui număr foarte mare, teoretic infinit, de unde sinusoidale, fiecare din acestea avînd o amplitudine și o lungime de undă diferită de a celorlalte. Cîteva din aceste amplitudini pot fi mari, și în realitate chiar sînt mari, în orice caz suficient pentru a face comportarea lor asociată mai clar vizibilă în spectrul de putere, în timp ce restul amplitudinilor se vor manifesta foarte slab, cu un efect mult diminuat. În modul acesta, spectrul de putere permite separarea efectelor majore de cele cu semnificație minoră, eventual neglijabilă.

Cele precizate mai sus vor apare evidente din exemplul pe care îl prezentăm mai departe.

METODA DE ANALIZĂ. REZULTATELE CALCULELOR

Pentru exemplificarea aplicării procedeelor statistice a fost ales un profil de variație a anomaliei gravității care se întinde transversal și într-o poziție centrală pe teritoriul Republicii Socialiste România, de la Marea Neagră la frontierea cu Republica Populară Ungară și trece prin localitatea Odorhei. Variația anomaliei gravității de-a lungul acestui profil, reprezentată în figura 1 (sus), a fost stabilită după datele Comitetului de Stat al Geologiei.

A fost ales în mod special un astfel de profil, cu lungime mare și anomalii gravimetrice de mare complexitate, diferențiate după multiple grade de regionalitate, pentru a proba metoda de analiză statistică într-o problemă de mare dificultate și a contura natura și valoarea concluziilor care se pot obține pe această cale.

Prima operație care s-a efectuat a fost determinarea funcției de autocovarianță. După cum se știe, această funcție este folosită pentru a studia asemănarea unui proces cu o anumită parte a lui. Măsura gradului de asemănare este dată de funcția de autocovariantă, definită în cazul unui profil prin

$$C(d) = \frac{1}{L} \int_{-L/2}^{+L/2} g(x) \cdot g(x + d)\, \mathrm{d}x, \qquad (1)$$

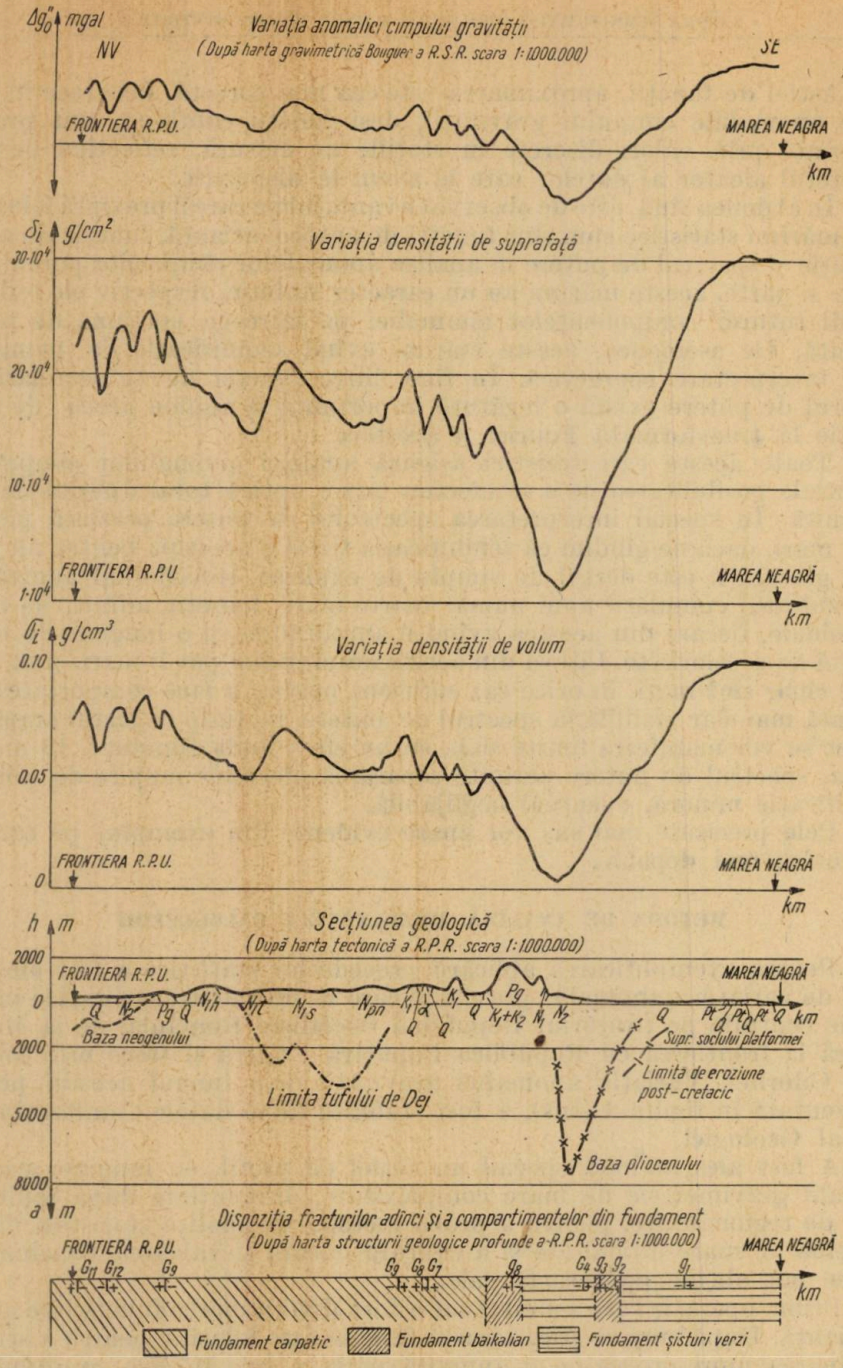


Fig. 1. — Variația anomaliei cîmpului gravității de-a lungul unui profil regional în România, în paralel cu variația densităților echivalente de suprafață și de volum, secțiunea geologică și dispoziția fracturilor adînci și a compartimentelor din fundament (Legendă: Q = cuaternar; N_2 = pliocen; N_{pn} = panonian; N_1 = miocen; N_{1s} = sarmațian; N_{1t} = tortonian; N_{1h} = helvețian; P_g = paleogen; K_2 = cretacic mediu; K_1 = cretacic inf; P_t = proterozoic; α = andezite; G = fracturi crustale; g = fracturi regionale).

în care s-a notat L lungimea profilului, prin $g(x)$ valoarea anomaliei gravității la abscisa x și prin $g(x+d)$ valoarea aceleiași anomalii la abscisa $x + d$. Mărimea d poartă numele de „întîrziere" sau „deplasare".

Deoarece evaluarea integralei din relația (1) nu este simplă, este preferabil de utilizat calculul digital, folosind valori ale variabilei $g(x)$ în puncte egal distanțate la un interval Δx și înlocuind integrala printr-o sumă. Dacă variabila g este adusă sub formă de valori de probă la intervalul Δx și dacă g_i este valoarea pentru proba i ($i = 1, 2, 3, \ldots, N$), atunci ecuația (1) se poate scrie într-o formă mai simplă,

$$C_r = \frac{1}{N-r} \sum_{i=1}^{N-r} g_i \cdot g_{i+r}, \tag{2}$$

pentru $r = 1,2,3,\ldots,m$.

În relația (2) s-a notat prin N un număr care derivă din următoarele : probarea lui $g(x)$ la intervalul Δx va conduce la $N + 1$ valori de probă într-o distanță L, astfel încît vom avea

$$N \cdot \Delta x = L. \tag{3}$$

Problema alegerii intervalului de probare Δx, și deci implicit a numărului N, a fost studiată de Horton și colab. [5], care arată că pe de o parte Δx trebuie să fie astfel ales în funcție de lățimea anomaliilor încît acestea să se reflecte cît mai bine prin valorile de probă în datele digitalizate și pe de altă parte, avînd în vedere că C_r este o medie statistică, N nu trebuie să fie mai mic de 200, cu condiția suplimentară ca și $N \cdot \Delta x$ să fie mare în raport cu formele anomaliilor de studiat. Ținînd cont de observațiile de mai sus, autorii au ales

$$\Delta x = 2 \text{ km},$$

$$N = 304.$$

O altă mărime care intră în considerație este m, adică valoarea maximă a lui r în ecuația (2). Horton și colab. [5] arată că „m nu trebuie să fie mai mare de 15% din N", iar Neidell [9] precizează „ca principiu general, m egal cu a șasea parte din numărul total de observații se arată a fi cel mai satisfăcător". Ținînd cont de aceste observații s-a ales

$$m = 44.$$

S-a procedat astfel la calcularea a 45 de valori ale funcției de autocovarianță, folosind datele numerice de mai sus. Calculul a fost efectuat de către Centrul de calcul electronic și cibernetică economică din Ministerul Învățămîntului, folosind un calculator de birou Olivetti, tip „Programma 101" [3]).

Unitățile estimării funcției de autocovarianță, așa cum de altfel apare evident din relația (2), sînt $(\text{mgal})^2$. Valorile numerice ale acestei funcții s-au înscris între $C_0 = 6\,398{,}20$ $(\text{mgal})^2$ și $C_{44} = 4\,691{,}68$ $(\text{mgal})^2$.

Valorile funcției de autocovarianță au fost apoi normalizate prin multiplicarea cu $1/C_0$, pentru a obține funcția de autocorelație. Variația

[3]) Autorii mulțumesc și pe această cale lui I. Dumitrescu, cercetător științific principal la C.C.E.C.E., pentru ajutorul acordat la efectuarea calculelor.

coeficienţilor de autocorelaţie în funcţie de numărul de întîrzieri Δx este prezentată în figura 2. Din examinarea figurii se observă că funcţia de autocorelaţie prezintă un mers continuu descrescător însă nu liniar, putîndu-se separa 4 domenii, din care primele 3 conturează slabe maxime (poziţia acestora este indicată prin săgeţi), iar ultimul prezintă practic o variaţie liniară. Aceasta atrage deocamdată atenţia asupra posibilităţii

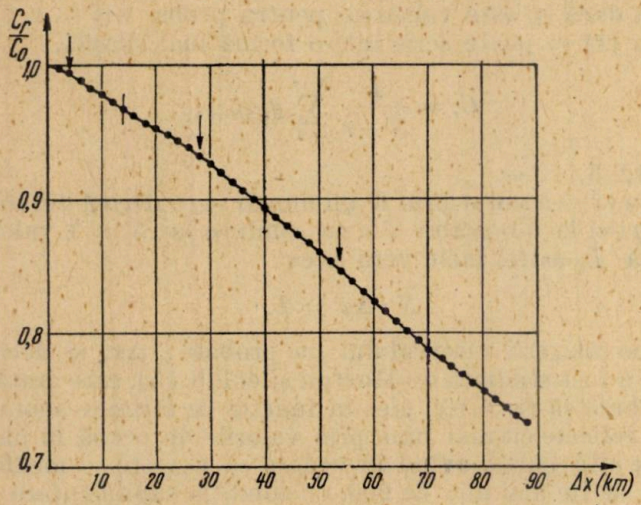


Fig. 2. — Funcţia de autocorelaţie.

existenţei a trei surse principale de anomalii gravimetrice care concură la producerea anomaliei Bouguer de pe profilul studiat. Este de asemenea de reţinut că aceste maxime apar la întîrzieri $d = n.\Delta x$ de 4 km, 28 km şi 54 km.

Cele 45 de valori ale funcţiei de autocovarianţă au fost folosite apoi pentru calcularea spectrului de putere. Funcţia de repartiţie spectrală a puterii, utilizînd valorile funcţiei de autocovarianţă, are expresia

$$P_r = \Delta x \left[C_0 + 2 \sum_{p=1}^{m-1} C_p \cdot \cos \frac{p\, r\, \pi}{m} + C_m \cdot \cos r\, \pi \right], \qquad (4)$$

cu $r = 0, 1, 2, \ldots, m$.

Relaţia (4) a fost folosită pentru calculul a 45 de valori ale spectrului de putere, obţinîndu-se 27 de valori pozitive şi 18 valori negative. Este de remarcat, ţinînd cont de conceptul fizic al spectrului de putere, că valorile acestuia, în mod necesar, trebuie să fie pozitive sau nule. Cum astfel de valori negative nu au semnificaţie fizică, este necesară o modificare a relaţiei (4), care constă în înlocuirea valorilor funcţiei de autocovarianţă în sensul următor:

$$C = \frac{C_r}{2} \left(1 + \cos \frac{r\pi}{m} \right), \qquad (5)$$

ceea ce conduce la o nouă expresie a lui P_r, și anume

$$P_r = \Delta x \left[C_0 + 2 \sum_{p=1}^{m-1} \frac{C_p}{2} \left(1 + \cos \frac{p\pi}{m} \right) \cos \frac{p r \pi}{m} \right]. \qquad (6)$$

Relația (6) a fost folosită pentru recalcularea celor 18 valori negative, obținîndu-se de data aceasta 16 valori pozitive, 2 rămînînd în continuare negative, însă foarte mici în valoare absolută.

Toate calculele au fost efectuate cu același calculator electronic Olivetti.

Trebuie precizat că apariția de valori negative provine pe de o parte din faptul că valorile P_r obținute cu ajutorul relației (4) sau (6) sînt totuși aproximative și pe de altă parte că s-a lucrat probabil în vecinătatea nivelului de zgomot, ceea ce arată că în parte precizia datelor de bază nu este suficientă pentru aplicarea acestei analize la nivelul unor anomalii gravimetrice minore. Avînd în vedere cele de mai sus, cele două valori negative ale lui P_r au fost eliminate.

Unitățile estimării funcției de repartiție spectrală a puterii sînt evident (mgal)^2/ciclu/km.

Cele 43 de valori pozitive ale lui P_r s-au înscris între limitele de 984 729,16 (mgal)^2/ciclu/km și 7,32 (mgal)^2/ciclu/km și au servit pentru construirea imaginii spectrului de putere reprodusă în figura 3, în funcție de frecvență, exprimată prin numărul de cicli/km.

După cum se poate lesne observa, curba repartiției spectrale a puterii pune în evidență un model repetitiv de mai multe tipuri de oscilații, din care oscilația O este cea mai evidentă, O' destul de evidentă, iar O'' practic nu apare, însă se impune ca o necesitate. De asemenea, se remarcă o scădere progresivă a valorilor puterii de la frecventele joase către cele mai înalte, cu o slabă tendință de saturație la frecvențe mai mari de 45 cicli/km.

Găsirea semnificației geologice directe a unor mărimi statistice de tipul celor utilizate în această lucrare, în speță funcția de autocorelație și spectrul de putere, este o operație destul de dificilă, cel puțin la stadiul actual de aplicare al acestui tip de analiză. De aceea, autorii au considerat necesar să întărească suportul fizico-geologic prin cîteva materiale complementare.

Astfel s-a procedat în primul rînd, pe baza profilului anomaliei gravimetrice, la stabilirea variației densității de suprafață echivalente care ar condiționa apariția unor astfel de anomalii. Un astfel de procedeu a fost folosit de La Porte [6] și, deși condensarea contrastului de densitate la suprafață nu are în majoritatea cazurilor o semnificație geologică, interesul pentru această mărime, pentru geofizician, rămîne evident. Calculul s-a făcut după formula practică de lucru

$$\delta_i = 0{,}238732 \ \Delta g_i \cdot 10^4, \qquad (7)$$

derivată din relația care exprimă atracția unui strat orizontal de grosime constantă. Valorile acestei mărimi se înscriu între limitele de $30{,}51.10^4$

g/cm² şi 1,17.10⁴ g/cm², iar variaţia ei de-a lungul profilului este prezentată în figura 1.

Apoi s-a determinat variaţia densităţii medii de volum pentru întreaga grosime a scoarţei, considerată de 30 km. S-a ales această gro-

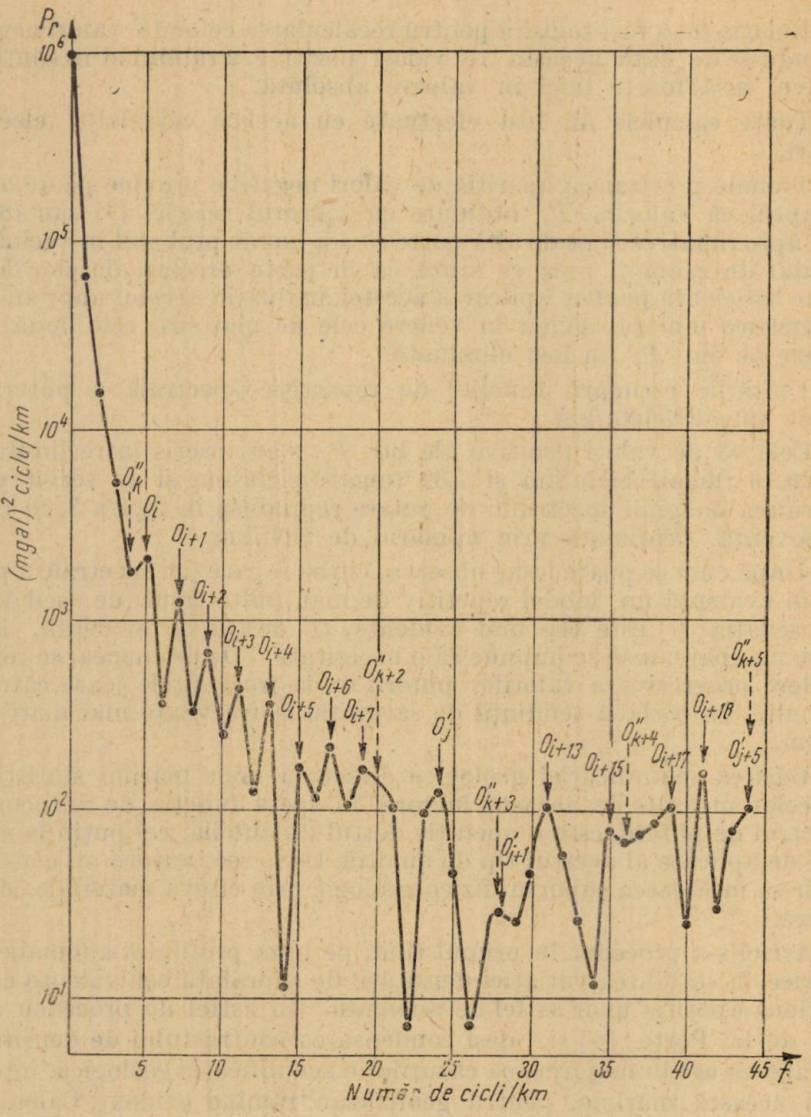


Fig. 3. — Spectrul de putere.

sime pe de o parte deoarece ea corespunde grosimii sialului în ipoteza Airy de compensare izostatică a scoarţei şi, pe de altă parte, deoarece cercetări recente cu privire la determinarea adîncimii suprafeţii Mohorovičič, efectuate în cadrul Institutului de geofizică aplicată, au indicat mărimi în

jurul acestei valori în puncte diferite pe teritoriul Republicii Socialiste România [4]).

Calculul acestei mărimi s-a făcut pe baza relației

$$\sigma_i = \frac{\delta_i}{h}, \tag{8}$$

cu formula practică de lucru

$$\sigma_i = \frac{\delta_i}{3} \cdot 10^{-6}; \tag{9}$$

valorile acestei mărimi se înscriu între limitele $0{,}1017.10^{-6}$ g/cm^3 și $0{,}0039.10^{-6}$ g/cm^3, iar variația ei de-a lungul profilului este prezentată de asemenea în figura 1.

În fine, tot în figura 1 a fost transcrisă o secțiune construită pe direcția profilului după Harta tectonică a R.S. România de I. Dumitrescu și colab. [2], precum și un profil indicînd amplasamentul fracturilor profunde și separarea zonelor de fundament construit după lucrarea lui I. Gavăt și colab. [3].

DISCUȚIA REZULTATELOR

După cum apare din cele prezentate mai sus, materialul care intră în discuție este concretizat grafic în figurile 1, 2 și 3.

Profilul anomaliei cîmpului gravității supus spre analiză este caracterizat printr-o succesiune de maxime și de minime, în bună parte simetrice, cu amplitudini și lățimi diferite, avînd caracterul evident al unei suite de oscilații sinusoidale. La o analiză atentă se pot separa trei categorii de oscilații și anume : un prim grup de 6 oscilații din care 3 în partea de NV și 3 în zona centrală, cu lungimi de undă aparentă cuprinse între 18 și 28 km și avînd o lungime de undă medie de 23 km ; două oscilații în jumătatea de NV a profilului, cu lungimi de undă de 100 și 106 km, avînd o lungime de undă medie de 103 km ; în fine, o a treia oscilație, cu cea mai mare lungime de undă, de 220 km, avînd totodată și amplitudinea cea mai mare. Prin structura sa, variația anomaliei cîmpului gravității are caracterul unei funcții periodice nearmonice, care reflectă suprapunerea a cel puțin trei categorii de oscilații cu lungimi de undă diferite.

Analiza formei funcției de autocorelație ne conduce la localizarea a trei maxime minore pe fondul general de scădere al valorilor acesteia.

Forma spectrului de putere este caracterizată printr-un număr mare de maxime și minime. Luînd drept criteriu distanța între vîrfurile maximelor, în acord cu Horton și colab. [9], s-a putut separa un prim grup de oscilații notate cu O_i la care distanța între vîrfuri este de 2 cicli/km ; ele reprezintă probabil armonicele a doua, a treia, a patra, a cincea, a șasea, a șaptea, a opta, a noua, a cincisprezecea, a șaptesprezecea, a nouăsprezecea și a douăzecea ale unei fundamentale O, plasată în zona frecven-

[4]) P. Constantinescu, Comunicare personală.

ţelor mici, şi care au fost notate respectiv cu O_i, O_{i+1}, O_{i+2}, O_{i+3}, O_{i+4}, O_{i+5}, O_{i+6}, O_{i+7}, O_{i+13}, O_{i+15}, O_{i+17} şi O_{i+18}. O a doua oscilaţie, notată cu O'_j, apare evidentă prin vîrfurile O'_j, O'_{j+1} şi O'_{j+5}, reprezentînd probabil armonicele a şasea, a şaptea şi a unsprezecea ale unei fundamentale O' cu frecvenţă de 4 cicli/km, situată tot în zona frecvenţelor mici.

Este de precizat că suprapunerea celor două grupuri de oscilaţii O_i şi O'_j, nu explică decît în parte forma funcţiei distribuţiei puterii. De aceea a fost necesară căutarea unui al treilea grup de oscilaţii, care s-a găsit a fi O''_k, mai puţin evident decît primele două şi care se face cel mai bine simţit în deformarea vîrfului $O_{i+7} - O''_{k+2}$, precum şi a celui de la $O''_{k+3} - O'_{j+1}$. Am avea prezente mai evident deci armonicele a doua, a treia, a patra şi a cincea, notate cu O''_{k+2}, O''_{k+3}, O''_{k+4} şi O''_{k+5} ale unei fundamentale O'' cu frecvenţă de 8 cicli/km, plasată la valoarea frecvenţei de 4 cicli/km, unde de altfel se manifestă printr-un mic maxim pe fondul intens de scădere al valorilor spectrale ale puterii.

O întrebare care s-ar putea pune ar fi aceea, avînd în vedere valorile frecvenţelor de 2, 4 şi 8 cicli/km ale celor trei oscilaţii O_i, O'_j şi O''_k ce au fost separate, dacă nu cumva ele ar fi armonici ale uneia şi aceleiaşi fundamentale; lucrul acesta nu este posibil, argumentul, principal în susţinerea acestei afirmaţii fiind defazajul uşor de controlat al celor trei grupuri de oscilaţii.

Din cele expuse pînă acum constatăm că atît analiza variaţiei anomaliei gravităţii, cît şi a funcţiei de autocorelaţie şi a spectrului de putere ne conduc invariabil la numărul de 3 cauze; conchidem deci că la baza producerii anomaliei gravităţii pe profilul studiat stau în mod preponderent trei contraste de masă, respectiv trei elemente majore ale structurii geologice.

Interesant este faptul că dacă facem pe de o parte raportul frecvenţelor celor trei oscilaţii

$$O''_k/O'_j/O_i = 8/4/2$$

şi pe de altă parte raportul lungimilor de undă deduse din variaţia anomaliei gravităţii

$$\lambda''/\lambda'/\lambda = 220/103/23$$

obţinem o valoare comparabilă pentru λ''/λ', însă aproximativ dublă pentru λ'/λ.

Pentru deducerea semnificaţiei geologice a rezultatelor obţinute prin analiza statistică de mai sus, de un ajutor deosebit au fost materialele complementare din figura 1.

Corelarea variaţiei anomaliei gravităţii cu variaţia şi valorile absolute ale densităţilor echivalente de suprafaţă şi de volum a scoarţei, precum şi cu secţiunea geologică construită după harta tectonică a României, arată cu o evidenţă de necontestat că dominantă în producerea anomaliilor gravimetrice este structura neogenului. Într-adevăr, variaţia grosimii şi a întinderii în suprafaţă a depozitelor neogene este corelabilă cu ceea ce autorii au separat ca anomalii cu lungime de undă mare, respectiv de 220 şi 103 km. Se poate de asemenea constata că anomaliile cu lungime de undă mică, respectiv de 23 km în medie, sînt de asemenea corelabile direct cu raporturile de suprafaţă între diferitele formaţiuni geologice,

de exemplu cuaternar/cretacic, cuaternar/paleogen, cuaternar/andezite, neogen/cretacic etc. Se poate deci trage concluzia că, de-a lungul profilului studiat, anomalia cîmpului gravității este în cea mai mare măsură produsă de formațiunile geologice de suprafață printre care neogenul ocupă un loc preponderent. Desigur, aceasta presupune stabilirea unui contrast de masă între neogen și preneogen, acesta din urmă intervenind prin excesul de densitate pentru crearea contrastului despre care s-a vorbit mai sus.

În sprijinul acestei concluzii vin și rezultatele analizei statistice efectuate, deoarece frecvențele joase ale oscilațiilor stabilite indică de fapt lungimi de undă relativ mari ale fundamentalelor respective.

Corelarea variației anomaliei gravității cu imaginea dispoziției fracturilor adînci și a compartimentelor din fundament arată unele potriviri parțiale, care însă se reflectă uneori prin anomalii gravimetrice minore față de cele luate în considerație, alteori se suprapun cu acestea ; din acest motiv ele nu s-au reflectat în rezultatele analizei statistice.

Ar mai fi de precizat un lucru și anume că spectrul de putere pune în evidență un accentuat caracter repetitiv al oscilațiilor valorilor sale. Acest lucru apare în primul rînd datorită prezenței armonicelor pînă la grade destul de înalte ; el provine însă și din cauza unui model repetitiv al unui aceluiași contrast de masă, în cazul de față în primul rînd creat de raporturile structurale între neogen și preneogen. Se mai poate preciza că existența atît a armonicelor pare cît și a celor impare, la toate cele trei oscilații diferite, este un indiciu că distribuția densităților este reprezentabilă printr-o funcție complexă.

CONCLUZII

Lucrarea de față studiază un aspect netratat încă în literatura geofizică românească în analiza anomaliilor gravimetrice, cu scopul principal de a contura posibilitățile și avantajele folosirii statisteii matematice în astfel de probleme.

Din aceasta a reieșit în primul rînd posibilitatea relativ simplă de a efectua astfel de analize, avînd în vedere că aparatul matematic nu prezintă dificultăți, iar calculele se pot efectua comod cu ajutorul unui calculator electronic de birou, într-un interval de timp scurt. Evident, problema se schimbă radical dacă s-ar folosi mașini manuale de calcul.

Este de asemenea de necontestat că mărimile statistice folosite, respectiv funcția de autocorelație și spectrul de putere, deschid o optică deosebită față de cea obișnuită în analiza anomaliilor gravimetrice. Îndeosebi punerea în evidență a periodicităților structurale sau litologice care nu apar evident prin cartarea geologică de suprafață este unul din elementele esențiale ; chiar în cazurile în care astfel de periodicități sînt parțial cunoscute, analiza statistică este totuși utilă pentru că dă un suport fizico-matematic fundamentat concluziilor geologice.

Rezultatele obținute, din punctul de vedere al gravimetriei geologice, sînt deosebit de interesante. Ele arată că la scara regională a datelor gravimetrice, anomaliile își au originea în structura geologică de suprafață, cu efectul preponderent hotărîtor al structurii neogenului, care comandă de

fapt mersul general al variaţiilor cîmpului gravităţii ; fără a exclude efectul structurilor adînci din cuvertură sau din fundamentul cristalin, influenţa acestora rămîne totuşi minoră.

Exemplul studiat în această lucrare avînd un caracter regional, am putea spune chiar la scară naţională, este evident că şi concluziile ce se pot obţine au un accentuat caracter de generalitate. Este posibil că studiul unor anomalii locale să permită obţinerea unor concluzii poate mai interesante, în orice caz mai de detaliu, pentru a asigura un suport mai fundamentat interpretării geologice a acestora.

În concluzie, metodele statisticii matematice utilizabile în analiza anomaliilor gravimetrice oferă o perspectivă promiţătoare de îmbogăţire a fondului de informaţii cu privire la sursele de anomalii pentru a asigura elemente importante în interpretarea geologică a acestora ; îndeosebi contribuţia acestora în problema separării surselor de anomalii este evidentă.

Primită la readacţie la 1 iulie 1968

BIBLIOGRAFIE

1. Angot, A., *Complemente de matematici pentru inginerii din electronică şi din telecomunicaţii*. Ed. tehnică, Bucureşti, 1965.
2. Dumitrescu, I., Săndulescu, M., Lăzărescu, V., Mirăuţă, O., Pauliuc, S., Georgescu, C., *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. Geol., **XXXII** (1962).
3. Gavăt, I., Airinei, St., Botezatu, R., Socolescu, M., Stoenescu, Sc., Vencov, I., *Contributions de la gravimétrie et de la magnétométrie à l'étude de la structure profonde du territoire de la République Populaire Roumaine*. Rev. roum. de géol., géophys. et géograph., Série de Géologie, **9**, *1* (1965).
4. Grant, F., *A theory of the regional correction of potential field data*, Geophysics, **XIX**, *1* (1954).
5. Horton, C. W., Hempkins, W. B., Hoffman, A. A. J., *A statistical analysis of some aeromagnetic maps from the northwestern canadian shield*, Geophysics, **XXIX**, *4* (1964).
6. La Porte, M., *Calcul de la forme d'une structure homogène à partir de son champ gravimétrique*, Geophysical Prospecting, **XI**, *3* (1963).
7. Naidu, P. S., *Statistical properties of potential fields over a random medium*. Geophysics, **XXXII**, *1* (1967).
8. Neidell, N. S., *A statistical study of isostasy*, Geophysical Prospecting, **XI**, *2* (1963).
9. Neidell, N. S., *Spectral studies of marine geophysical profiles*. Geophysics, **XXXI**, *1* (1966).
10. Sax, R. L. *Application of filter theory and information theory to the interpretation of gravity measurements*, Geophysics, **XXXI**, *3* (1966).
11. Serson, P. H., W.L.W., Hannaford, *A statistical analysis of magnetic profiles*. Journ. of geophys. res., **62**, *1* (1957).
12. Spector, A., B. K. Bhattacharyya, *Energy density spectrum and autocorrelation function of anomalies due to simple magnetic models*. Geophysical Prospecting, **XIV**, *3* (1966).

ANOMALIA GRAVITĂȚII ÎN MUNȚII VULCANICI CĂLIMANI – GURGHIU – HĂRGHITA[1])

DE

MIRCEA SUCEAVA, AMULIU PROCA și SOTIRIS FOTOPOLOS
Întreprinderea geologică de prospecțiuni, București, Calea Griviței nr. 64

INTRODUCERE

Cartarea gravimetrică a lanțului vulcanic Călimani — Gurghiu — Hărghita reprezintă un aspect al studiului detaliat geologic-geofizic al acestei mari unități, studiu inițiat și realizat de către Comitetul de Stat al Geologiei.

Activitatea geologică intensificată începînd cu 1956 se continuă și în prezent; ea s-a desfășurat într-o concepție unitară și s-a concretizat pînă acum printr-o sinteză geologică a Munților Gurghiului, prin lucrările de ansamblu privind părțile nordice și sud-estice ale Munților Călimani, prin comunicări și rapoarte referitoare la sectoare ale Munților Călimani sau Hărghita și, recent, prin noile hărți geologice la scara 1 : 200 000 editate de Institutul geologic.

Activitatea geofizică a început printr-o fază experimentală, care a cuprins prospecțiuni seismometrice, magnetometrice și gravimetrice și care a indicat ca metode de prospecțiune geofizică recomandabile în regiune gravimetria și magnetometria. Prospecțiunea gravimetrică și-a demonstrat pentru prima dată în țara noastră buna aplicabilitate în regiuni vulcanice în această unitate geologică, unde a pus în evidență în 1956 faptul că aparatul vulcanic Seaca — Tătarca din Munții Gurghiului se manifestă în harta gravimetrică printr-o intensă anomalie de maxim. Ulterior, cartarea gravimetrică s-a extins sistematic, astfel că azi ea acoperă cea mai mare parte din lanțul vulcanic.

Scopul acestei lucrări este de a prezenta prima imagine de ansamblu a anomaliei gravității în Munții vulcanici Călimani — Gurghiu — Hărghita și interpretarea geologică a acestei imagini.

---

[1]) Comunicare ținută la „Simpozionul național de geofizică", București, 4 — 7 iulie 1968.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM. 6, NR. 2, P. 147–159, BUCUREȘTI, 1968

CARACTERIZAREA GEOLOGICĂ A REGIUNII

Istoricul cercetărilor geologice. Primele referiri asupra regiunii le întîlnim încă în secolul al XIX-lea în lucrări cu caracter general privind întreg lanțul vulcanic. Astfel Fr. v. Richthofen (1860), Fr. Hauer și G. Stache (1863), Fr. Herbich (1878), S. Athanasiu (1899) și A. Koch (1900) reușesc să identifice principalele tipuri petrografice de roci. În prima parte a secolului al XX-lea, cercetările se extind și cuprind aproape în întregime lanțul de eruptiv nou, realizîndu-se o primă descifrare a structurii vulcanitelor. Z. Török (1915—1942), I. Szadeczky (1928), I. Atanasiu (1927), O. Nichita (1934), V. Ianovici (1934), M. Savul și Th. Kräutner (1936), M. Savul (1938), Șt. Ghika-Budești (1939), M. Savul și Gh. Mastacan (1939) sînt principalii cercetători din această perioadă. După 1945 lucrările geologice se intensifică și se ajunge astfel la cunoașterea formelor de manifestare a vulcanismului și a succesiunii produselor acestuia. Un aport deosebit pentru avansarea cunoștințelor îl aduc Z. Török (1948—1956), I. Treiber (1949—1957), O. Nichita (1948—1953), A. Götz (1955), D. Rădulescu et al. (1956—1964), S. Peltz și M. Peltz (1960—1966), I. Atanasiu et al. (1956), S. Cosma et al. (1958—1965), I. Teodoru și C. Teodoru (1959, 1966).

Scurtă prezentare geologică. În evoluția cunoașterii geologice a regiunii se disting două etape.

În prima etapă Z. Török reușește să întocmească, după mai multe decenii de activitate, prima hartă geologică de ansamblu la scară mică a Munților Călimani, pe baza căreia ajunge la părerea — extinsă și asupra Munților Gurghiu — că în fundament se află un imens masiv subvulcanic intrusiv pus în loc înaintea primelor manifestări efuzive, masiv care împreună cu depozitele sedimentare și cu șisturile cristaline constituie „fundamentul subvulcanic preefuziv", pe care ulterior s-a desfășurat activitatea vulcanică.

Etapa a doua reprezintă stadiul actual de cunoaștere a structurii geologice și are la bază lucrările cele mai recente executate de echipele de geologi ale Comitetului de Stat al Geologiei sub îndrumarea lui D. Rădulescu. Pînă în prezent aceste lucrări nu au fost integrate într-o lucrare de sinteză. Însă după ele s-au întocmit noile foi geologice la scara 1 : 200 000, care ne oferă o imagine geologică de ansamblu, în lumina căreia la constituirea lanțului eruptiv participă trei unități majore suprapuse : compartimentul inferior, compartimentul intermediar și compartimentul superior.

Compartimentul inferior este reprezentat de fundamentul cristalino-mezozoic sau paleogen-panonian al vulcanitelor. Este probabil că depozitele Bazinului Transilvaniei se extind pe sub lanțul eruptiv pe o mare parte din lățimea lui, stînd peste un fundament cristalin la zi în partea de est, dar care se scufundă repede spre vest.

Compartimentul intermediar este reprezentat prin produsele primei etape de vulcanism din panonian, asociate frecvent cu orizonturi epiclastice, constituind împreună formațiunea vulcanogen-sedimentară. Aceasta este alcătuită exclusiv din material de natură andezitică : brecii, microbrecii piroclastice, aglomerate, microaglomerate, cinerite și tufuri.

Compartimentul superior este reprezentat prin produsele ultimei etape de vulcanism (panonian și cuaternar inferior), constituind suprastruc-

turile aparatelor vulcanice. Ansamblul acestei unități se prezintă ca o alternanță de lave și piroclastite, perturbată în general numai de canalele de alimentare a vulcanilor, dar uneori și de intruziuni avînd forme de zăcămînt variate (lacolit, cupolă, dom, sill, dyke).

La alcătuirea lanțului vulcanic participă vulcanite masive și piroclastite, acestea din urmă constituind majoritatea volumului masei eruptive fie sub formă de depozite vulcanogen-sedimentare, fie sub formă de piroclastite independente. Vulcanitele masive sînt reprezentate în principal prin diverse tipuri de andezite (andezite cu piroxeni, andezite cu amfiboli și piroxeni, andezite cu amfiboli, andezite cu piroxeni și amfiboli, andezite bazaltoide) și cu totul subordonat prin dacite sau bazalte. În constituția intruziunilor, alături de formele andezitice holocristaline sînt prezente și roci dioritice și gabbroice (în Munții Călimani).

Activitatea vulcanică a generat multe aparate vulcanice cu activitate mixtă, preponderent explozivă. Printre acestea sînt marile caldere (diametrul 10 km) Călimani și Fîncel — Lăpușna, aparatele vulcanice Călimani Cerbuc, Seaca — Tătarca, Șumuleu, Ciumani, Ostoroș, Hărghita-Mădăraș, Hărghita-Racu, la care se păstrează conul cu craterul de mari dimensiuni (pînă la 5 km), precum și o serie de alte aparate păstrate doar ca forme pozitive ale reliefului : Călimani-Izvor, Rețitiș, Pietricelul, Pietrosul, Hurdugaș, Bîtca Mogoșului, Tarnița, Leul, Onășel, Zespezele, Giorița, Seleșeu, sud de Fîncelul, Dealul Crucii, Bîtca Plumbuita, Poiana Zimbroiului, Bakta, Borzont, Hărghita, Ciceu ș.a.

Sincron cu activitatea extruzivă s-a desfășurat și o activitate intruzivă, mai bine dezvoltată în Munții Călimani. Intruziunile străbat aproape întotdeauna pe lîngă depozitele sedimentare și roci eruptive de tipul andezitelor, fapt care infirmă existența „fundamentului subvulcanic preefuziv". Astfel în caldera Călimani apare un corp intruziv de mari dimensiuni constituit din roci dioritice și gabbroice. Aceleași roci constituie un al doilea corp intruziv la vest de vf. Struniorul. În partea sudică a Munților Călimani, între valea Zebrac și valea Mermezeu, andezite amfibolice constituie un corp intruziv de mari dimeniuni de forma unui lacolit. Intruziuni de tip dom, cupolă, dyke apar în mai multe locuri, dar de dimensiuni reduse : domul Gyulhaza, cupolele Higeu, Meșterhaza, Leul ș.a.

Centrele de erupție și intruziunile asociate marchează o zonă de minimă rezistență în cadrul căreia sînt prezente fracturi majore de direcție generală NV—SE.

În unele sectoare, situate de preferință în craterele aparatelor vulcanice se găsesc zone în care rocile eruptive au suferit transformări intense : propilitizări, piritizări, caolinizări etc. Mineralizațiile care apar sînt însă în general lipsite de interes economic.

În ceea ce privește vîrsta, fenomenele vulcanice încep în nord-estul regiunii în helvețian-tortonian prin activitatea vulcanilor dacitici Păltiniș — Drăgoiasa, urmează apoi în sud-vest după miocenul superior avînd intensitate maximă în pliocen și continuîndu-se pînă în cuaternarul inferior.

În afara rocilor eruptive care constituie de fapt impozantul masiv muntos (cu înălțimi ce depășesc 2 000 m), la alcătuirea geologică a regiunii mai participă roci cristaline și roci sedimentare.

Rocile cristaline apar la zi la estul produselor vulcanice şi se întîlnesc în imediata vecinătate a acestora în sectorul nordic, la est de o linie Panaci — Păltinoasa — Drăgoiasa — vf. Păltiniş — vf. Ariniş şi la Sărmaş, iar în sectorul sudic la Voşlăbeni, Sîndominic şi Racul. În sectorul nordic şisturile cristaline mai apar izolat la Bîtca Seştina, pe pîrîul Voivodeasa şi pe valea Mureşului la Topliţa. La circa 11 km vest de Topliţa, şisturile cristaline au fost întîlnite în foraj la 1 532 m adîncime. Forajele amplasate pe versantul vestic al lanţului vulcanic (pe valea Gurghiului la est de Ibăneştii de Pădure, la Praid) au rămas cu talpa în formaţiuni sedimentare la adîncimi cuprinse între 2 500 şi 2 900 m, fără a întîlni fundamentul cristalin.

Rocile cristaline aparţin seriei epizonale, şi, subordonat, celei mezozonale şi sînt reprezentate prin şisturi cu compoziţie variată : cuarţite, micaşisturi, calcare dolomitice, dolomite.

Rocile sedimentare apar la zi la limitele lanţului vulcanic şi, izolat, în zona lui axială, la nord şi sud de Stînceni. Sînt atribuite eocenului, oligocenului, miocenului, pliocenului şi cuaternarului.

Eocenul, întîlnit ca terminaţie sudică a bazinului Neagra Şarului — Şarul Dornei, este constituit ca şi eocenul de la Colibiţa din conglomerate, gresii, marne.

Oligocenul, reprezentat prin gresii, marne, argile, şisturi argiloase, apare la zi între văile Dornei şi Colibiţei şi la nord de Stînceni. Este străbătut de intruziuni andezitice. În forajul de pe valea Zebracului, oligocenul a fost întîlnit între 1 334 şi 1 532 m stînd pe şisturi cristaline.

Miocenul, constituit din gresii, nisipuri, argile, marne, calcare, cinerite şi nivele de tufuri, alcătuieşte terminaţia estică a Bazinului Transilvaniei (tortonianului i se atribuie formaţiunea cu sare din zona Praid — Sovata). Tot miocene sînt considerate conglomeratele şi marnele care apar ca ochiuri de eroziune de sub piroclastite la sud şi nord de Stînceni. Marnele, gresiile, argilele, tufurile şi aglomeratele, constituind umplutura Bazinului Ciucului, sînt considerate mio-pliocene. Forajul de pe valea Zebracului a străbătut formaţiuni miocene, între 0 şi 1 334 m.

Pliocenul este reprezentat în vestul regiunii prin depozite panoniene aparţinînd Bazinului Transilvaniei, constituite din argile marnoase, nisipuri, pietrişuri şi tufuri. În estul regiunii, pliocenul, reprezentat printr-o alternanţă de argile şi gresii cu urme de plante şi fragmente de cărbuni, constituie Bazinul Bilbor. Depozite pliocene, reprezentate prin marno-argile, mai apar la Drăgoiasa.

Cuaternarul este reprezentat prin depozite aluvionare, terase, conuri de dejecţie, grohotişuri de pantă şi, uneori, tufuri calcaroase (la Topliţa).

CONSIDERAŢII FIZICO-GEOLOGICE

Valorile medii de densitate ale formaţiunilor care participă la alcătuirea geologică a regiunii, pe care le prezentăm în cele ce urmează, au fost obţinute pe baza determinărilor directe (pe eşantioane colectate la suprafaţă şi pe carote de sondă) sau indirecte (profile Nettleton), completate pentru unele roci sedimentare cu date din literatura de specialitate.

Roci sedimentare

Miocen	2,30 g/cm³
Formațiunea cu sare	2,15 g/cm³
Paleogen	2,50 g/cm³

Roci eruptive

Complexul produselor eruptive luat în totalitate	2,20 g/cm³
Aglomerate	2,00 g/cm³
Andezite	2,55 g/cm³
Dacite	2,45 g/cm³
Bazalte	2,70 g/cm³
Microdiorite	2,65 g/cm³
Microgabbrouri	2,75 g/cm³
Gabbrouri	2,80 g/cm³

Roci cristaline

Șisturi cristaline	2,65 g/cm³

Rezultă că în regiune sînt prezente următoarele contraste de densitate mai importante:

— între fundamentul cristalin și formațiunile sedimentare, la care se adaugă produsele eruptive luate în totalitate (+ 0,35 g/cm³);

— între vulcanitele compacte, nealterate (andezite, bazalte, diorite ș.a.), constituind canalele de alimentare a aparatelor vulcanice sau corpuri intruzive, și formațiunile sedimentare sau eruptive pe care le străbat sau în care s-au pus în loc (+ 0,30 g/cm³);

— între complexul produselor eruptive și formațiunile sedimentare paleogene (—0,25 g/cm³);

— între dacite și șisturile cristaline (—0,20 g/cm³);

— între masivele de sare și formațiunea cu sare, pe de o parte, și restul depozitelor sedimentare, pe de altă parte (—0,10 g/cm³).

În situația geologică existentă, multora dintre aceste contraste de densitate li se asociază importante contraste de masă, astfel că se pot manifesta în harta gravimetrică prin anomalii caracteristice. De exemplu, înrădăcinările aparatelor vulcanice sau intruziunile eruptive vor determina, în general, maxime gravimetrice, în timp ce existența masivelor de sare va genera anomalii de minim. Dispoziția spațială a fundamentului cristalin va determina alura anomaliei regionale, dar aceasta va fi puternic perturbată sau chiar mascată în cazul în care deasupra acestui fundament apar surse anomale importante.

REZULTATELE GRAVIMETRICE ȘI INTERPRETAREA LOR GEOLOGICĂ

Lucrarea pe care o prezentăm are la bază materialul gravimetric primar obținut pe teren în perioada 1956—1965, de echipe conduse de autori. Dispozitivul de puncte de observație, care a servit la întocmirea hărții anomaliei gravității însumează suficiente puncte de observație

necesare obținerii unei imagini gravimetrice detaliate. Măsurarea variației componentei verticale a cîmpului gravității a fost efectuată cu gravimetre Nörgaard și G.A.K., cu o eroare maximă pe punctul de măsurare de $\pm$ 0,20 mgal.

Calcularea anomaliei gravității în reducerea Bouguer s-a făcut după procedeul standard, aplicîndu-se valorilor brute ale gravității :

— reducerea de elevație (Faye și Bouguer), cu planul de referință corespunzător nivelului Mării Negre ;

— reducerea de cîmp normal în valoare absolută, pe baza tabelelor de valori de reducere de cîmp normal calculate de R. Botezatu și R. Ștefănescu ;

— reducerea de relief, evaluată pînă la distanța de 20 km pentru fiecare punct de măsurare după metoda Schleusener.

Calculul reducerilor de elevație și de relief a fost efectuat admițîndu-se pentru densitatea medie a maselor superficiale cuprinse între suprafața topografică reală și planul de referință ales (0 m) valoarea de 2,20 g/cm^3. Am considerat această valoare drept cea mai indicată, deoarece, pe de o parte, masivul muntos este constituit pe toată lungimea lui, de la o cotă medie de 700 m în sus, exclusiv din complexul produselor eruptive cu o densitate medie de 2,20 g/cm^3, iar pe de altă parte toate forajele de adîncime au pus în evidență sub formațiunile eruptive, pînă la planul de referință (0 m), numai depozite sedimentare mio-pliocene, avînd o densitate medie de 2,30 g/cm^3.

Harta gravimetrică, completată în cîteva sectoare marginale, prin racordare grafică, cu rezultate obținute anterior (Al. Esca [2]), la vest de Corund — Sovata, Tr. Băcioiu [3]), la vest de Răstolița — Sovata, M. Visarion [4]), la est de Toplița — Joseni), cuprinde o suprafață delimitată de localitățile Odorhei — Miercurea Ciuc — vest de Gheorghieni — Bilbor — Panaci — Colibița — Sovata — Odorhei, reprezentînd cea mai mare parte din Munții Călimani — Gurghiu — Hărghita.

Imaginea gravimetrică obținută (v. planșa I) este puternic perturbată. Întreg sectorul median al hărții este dominat de o zonă maximală, prezentînd o orientare generală NV — SE, rămasă deschisă atît la nord, cît și la sud. Ea este constituită dintr-o serie de anomalii locale de maxim, care se înscriu în orientarea generală NV — SE menționată și este încadrată cu aliniamente de minim gravimetric atît la vest, cît și la est. Prezența anomaliilor locale de maxim maschează efectul regional de scădere a valorilor gravității de la est la vest, după aceeași direcție NV — SE, prezent în hartă la sud de paralela localității Bilbor. Totuși, efectul regional se evidențiază în sectoarele mai puțin perturbate cum sînt cele

---

[2]) Al. Esca, *Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice în regiunea Odorhei — Sovata — Reghin.* Arh. C.S.G. (1949).

[3]) Tr. Băcioiu, *Raport final asupra prospecțiunii gravimetrice și magnetometrice în NE Bazinului Transilvaniei*, Arh. M.I.P.Ch. (1963).

[4]) M. Visarion, *Prospecțiuni gravimetrice în reg. Ditrău.* Arh. C.S.G. (1955).

situate pe valea Mureșului, între Topliţa și Răstoliţa, pe valea Gurghiului, între Remetea și Ibăneștii de Pădure, iar mai la sud, pe valea Tîrnavei Mari, între Voșlăbeni și Odorhei.

Efectul regional de scădere a valorilor gravității de la est la vest este determinat de scufundarea fundamentului cristalin spre VSV și îngroșarea pe această direcţie a depozitelor sedimentare ale Bazinului Transilvaniei. Faptul că acestui efect i se suprapun, mascîndu-l, maximele locale amintite, avînd intensităţi de același ordin de mărime sau chiar mai mari, nu ne permite să facem nici o apreciere cu privire la modul în care se petrece această scufundare.

Aliniamentele de minim care încadrează la est și la vest zona maximală se suprapun, cu excepţia celui din sectorul nord-estic, pe depozite sedimentare sau pe terminaţiile estice, respectiv vestice ale complexului produselor eruptive. Semnificaţia geologică a liniei de minim gravimetric Răstoliţa — vf. Seleșeu — Ibăneștii de Pădure — Sovata — Praid — Corund a fost atribuită (Tr. Băcioiu, 1963) existenţei probabile a unei zone depresionare cu caracter regional a fundamentului cristalin și, implicit, unei îngroșări a depozitelor sedimentare. În sectorul Sovata — Praid — Corund, prezenţa în cadrul rocilor sedimentare a masivelor de sare cunoscute duce la o creștere a deficitului de masă, care se reflectă în harta gravimetrică prin mărirea intensităţii anomaliilor de minim.

Minimele înșirate pe aliniamentul estic E Topliţa — Borzont — vf. Voșlăbeni — Mădăraș sînt situate într-o zonă cu fundamentul cristalin mult mai aproape de suprafaţă, în care considerăm că anomaliile gravimetrice sînt determinate de dispoziţia spaţială a acestuia. Astfel aceste minime fie că circumscriu bazine sedimentare cunoscute (Bazinul Ciucului), fie că indică prezenţa unor scufundări locale ale fundamentului sub formă de cuvetă (anomaliile Borzont, E Topliţa).

Anomaliile de la limita nord-estică a hărţii fiind incomplet cartate nu sînt considerate în prezenta lucrare, cu atît mai mult, cu cît pentru acest sector, în care apar la zi șisturile cristaline, utilizarea densităţii de 2,20 g/cm^3 în calculul anomaliei Bouguer introduce efecte parazitare. Ele au fost totuși calculate separat cu densitatea adecvată și menţionăm că aliniamentul de minim Panaci — vf. Bursucăria este probabil determinat în sectorul Păltiniș — vf. Bursucăria de deficitul de masă realizat de înrădăcinarea dacitelor aflate în contrast negativ de densitate cu șisturile cristaline pe care le străbat pe linia de falie Călimănelul (M. Savul, 1938).

Zona maximală se poate urmări în harta noastră de-a lungul unui aliniament vf. Arii — vf. Pietrosul — vf. Fîncel — vf. Tătarca — vf. Șumuleu — vf. Muntele Mic — vf. Hărghita. Ea rămîne deschisă atît la limita sudică a hărţii noastre, cît și la cea nord-vestică, unde pe aceeași direcţie a fost pusă în evidenţă anterior, anomalia de maxim Colibiţa. Trei aliniamente cu valori mai scăzute separă zona maximală în patru sectoare corespunzînd masivelor muntoase Călimani, Gurghiul

de nord, Gurghiul de sud şi Hărghita. În fiecare dintre cele patru sectoare se evidenţiază mai multe anomalii locale de maxim gravimetric, bine individualizate, care se suprapun foarte bine fie suprastructurilor aparatelor vulcanice, fie corpurilor intruzive cartate geologic. În acest fel ele apar legate cauzal de lanţul vulcanic.

Astfel, maximul Struniorul — Bistriciorul este situat pe lave andezitice străpunse de intruziunea dioritică de la vest de vf. Struniorul, maximul Călimani (vf. Pietrosul — vf. Bradul Ciont) se amplasează pe lave andezitice străpunse de intruziunea de roci dioritice-gabbroice din caldera Călimani, maximul Sud Cica Mică este amplasat pe lacolitul Zebrac — Mermezeu, maximul Măgura pe lave andezitice, maximul Fîncel — Bătrîna circumscrie caldera cu acelaşi nume, maximele Seaca—Tătarca, Borzont, Şumuleu şi Ciumani corespund aparatelor vulcanice respective, iar maximele Ostoroş, S Muntele Mic, S Hărghita — Mădăraş şi Hărghita fie că sînt amplasate pe lave andezitice, fie că circumscriu aparate vulcanice cunoscute.

Toate aceste maxime prezintă drept caractere comune forma aproape izometrică, cordoane marginale de gradient orizontal mărit, intensităţi remarcabile şi extinderi mari în suprafaţă (zeci de km^2), obligîndu-ne să admitem că sînt determinate de surse anomale similare. În această situaţie specială, rezolvarea problemei interpretării geologice a datelor gravimetrice pentru unul dintre aceste maxime reprezintă un caz particular al soluţiei generale.

În cele ce urmează vom analiza trei dintre maximele gravimetrice menţionate. Anomalia gravimetrică Seaca — Tătarca a făcut deja obiectul unei astfel de analize încă în 1964, cînd în cadrul unui colectiv mai larg (R. Botezatu et al., 1967) ajungeam la concluzia că, date fiind intensitatea şi dimensiunile mari care o caracterizează, nu putea fi condiţionată de prezenţa unui simplu canal de alimentare şi că ea reprezintă efectul unui corp eruptiv care se ridică pînă în apropierea suprafeţei, avînd la partea superioară un diametru de circa 3,5 km.

Ulterior (M. Suceava, A. Proca [5]) aproximarea formei corpului perturbant a fost îmbunătăţită prin compararea efectului măsurat cu efecte calculate pentru cilindri circulari verticali semiinfiniţi. Acum, utilizînd abacele construite de C. Calotă et al. [6]) am reuşit, prin aproximări succesive, să obţinem o curbă de efect calculată, foarte apropiată de cea măsurată, rezultînd din combinaţia efectelor gravitaţionale a doi cilindri finiţi coaxiali : unul superior cu raza de 2 km, situat între suprafaţă şi adîncimea de 2 000 m, şi altul inferior, cu raza de 6 km, situat sub acesta pînă la adîncimea de 3 000 m (contrastul de densitate fiind apreciat la valoarea de +0,3 g/cm^3, fig. 1).

Considerăm că parametrii fizici sînt apropiaţi de realitatea geologică. Localizăm corpul anomal în formaţiunile sedimentare şi eruptive situate deasupra fundamentului cristalin şi îl asimilăm cu un corp intruziv format prin acumularea de mase magmatice, care, după ce au străbătut şisturile

---

[5]) M. Suceava şi A. Proca, *Prospecţiuni gravimetrice în Munţii Gurghiu şi Hărghita de nord* (manuscris), (1965).

[6]) C. Calotă, St. Pătruţ şi D. Ionaşcu, *O formă expeditivă de determinare a efectului gravitaţional al cilindrului circular vertical semiinfinit şi finit* (manuscris).

cristaline pe o linie de fractură, s-au extins inițial lateral în depozitele sedimentare sub o formă lacolitică, iar apoi, învingînd treptat presiunea litostatică, au migrat spre suprafață sub formă de cupolă. Această intruziune a avut loc în cadrul unei activități magmatice complexe, care la suprafață s-a manifestat prin construirea aparatului vulcanic. Efectul

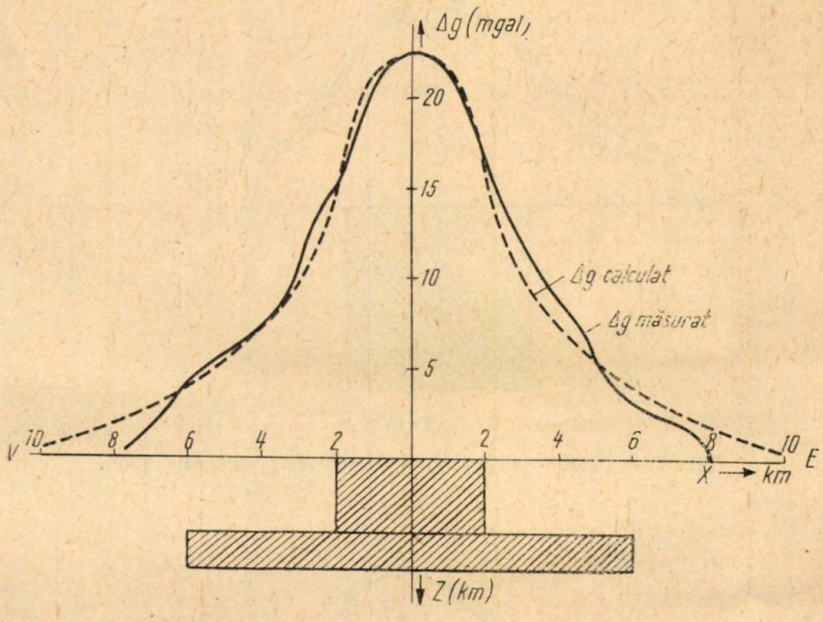


Fig. 1. — Profile gravimetrice comparate; anomalia Seaca — Tătarca.

gravimetric major al intruziunii estompează efectul minor al eventualelor canale de alimentare a vulcanului, care se pot evidenția gravimetric numai în situații favorabile. La anomalia Seaca — Tătarca o astfel de situație este probabil realizată în apropierea vf. Tarvez, unde se evidențiază efectul unui canal de alimentare adventiv.

În mod analog am procedat cu anomalia de maxim gravimetric Leul, la care existența forajului practicat în imediata ei apropiere, pe valea Zebracului, a adus informații prețioase cu privire la corpul perturbant, fixînd indirect atît valoarea contrastului de densitate existent între acesta și formațiunile adiacente (+0,25 g/cm³), cît și înălțimea lui (1 500 m, fig. 2). Avînd în vedere dimensiunile corpului perturbant, sîntem și aici în prezența unei intruziuni, fapt susținut și de datele geologice de suprafață.

În sfîrșit, pentru anomalia Struniorul calculele executate conduc la ideea existenței unui corp perturbant de forma unui cilindru vertical cu diametrul de 4 km, înălțimea de 3 km și cu fața superioară la suprafață (fig. 3). Rezultă că de fapt intruziunea dioritică de la V de vf. Struniorul are o extindere cu mult mai mare decît apare din cartarea geologică de suprafață.

Avînd în vedere atît caracterele comune ale maximelor locale menționate la început, cît și situația geologică similară în care se găsesc acestea ne putem permite să extrapolăm interpretarea geologică atribuită celor

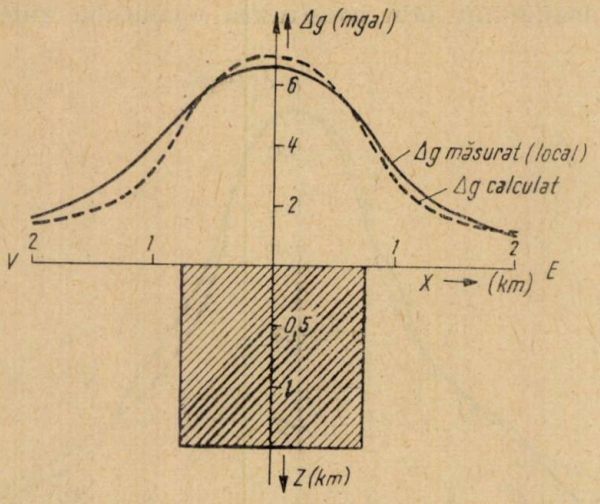


Fig. 2. — Profile gravimetrice comparate; anomalia Leul.

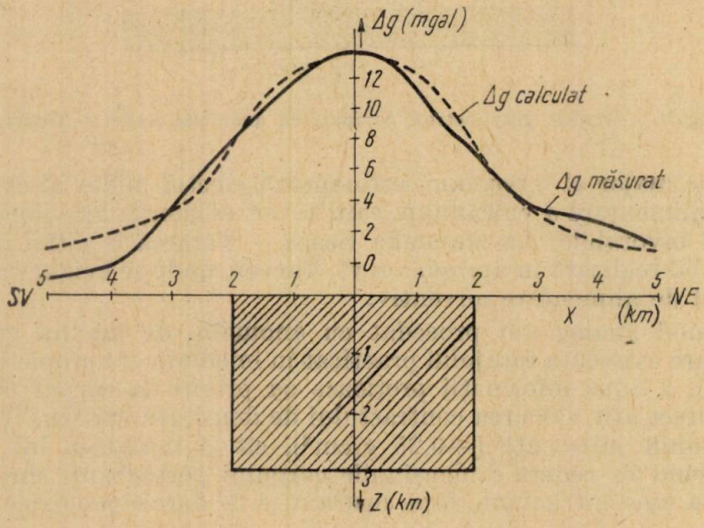


Fig. 3. — Profile gravimetrice comparate; anomalia Struniorul.

trei anomalii analizate, pentru toată zona maximală. Intensitatea și extinderea în suprafață vor constitui criterii de diferențiere a anomaliilor de maxim în funcție de dimensiunile și poziția corpului anomal care le determină. Astfel, maximele cu intensități remarcabile și extinderi mari în suprafață vor reprezenta în principal efectul unor corpuri intruzive cu

dimensiuni importante, situate deasupra fundamentului cristalin, în apropierea suprafeței. Dintre acestea mai importante sînt următoarele :

— Anomalia Călimani (vf. Pietrosul — vf. Bradul Ciont), determinată de intruziunea dioritică-gabbroică din caldera Călimani, care după datele gravimetrice se extinde pe sub lavele andezitice și piroclastite spre SV. Apariția mai multor apexe în cadrul acestei anomalii se poate explica prin existența unor variații petrografice în cadrul corpului intruziv.

— Anomalia Sud Cica Mică, determinată de lacolitul andezitic Zebrac — Mermezeu. Intensitatea redusă a anomaliei indică dimensiuni mai mici ale corpului perturbant, care, de altfel, dat fiind natura lui andezitică, realizează și un contrast de densitate mai mic decît intruziunile din caldera Călimani și vf. Struniorul. Tendințele maximale reprezintă efectul unor apofize ale lacolitului.

— Anomalia Fîncel — Bătrîna, care pune în evidență prezența a două corpuri intruzive amplasate în interiorul marei caldere de aici, avînd forma, dimensiunile și poziția comparabile cu cele stabilite pentru anomalia Seaca — Tătarca.

— Anomalia Măgura, care, ca și anomalia Borzont, reflectă prezența în subsol a unui singur corp intruziv, la o adîncime mai mare decît a celor din caldera de la sud.

— Zona maximală Șumuleu — S Șumuleu — Ciumani, care reprezintă efectul cumulat a trei maxime locale corespunzătoare la trei corpuri intruzive, dintre care cel sudic are dimensiuni mai reduse.

— Anomaliile S Muntele Mic, Ostoroș, SE Hărghita-Mădăraș, care reprezintă efectul unor corpuri intruzive comparabile cu cel evidențiat la Seaca — Tătarca.

În sfîrșit, maximele gravimetrice caracterizate prin intensități mici și dezvoltări reduse în suprafață vor reprezenta efecte de canale de alimentare ale aparatelor vulcanice, domuri, cupole, dyke-uri. Astfel sînt anomaliile : Călimani — Cerbuc, Leul, Meșterhaza, Tarnița, N Fîncel, Bakta, Tarvez, cele din craterul Ciumani, Ostoroș, S Hărghita — Mădăraș, Hărghita — Băi, care reprezintă probabil efecte ale unor canale de alimentare a aparatelor vulcanice din sectoarele respective și, uneori, a unor intruziuni de tip dom sau cupolă.

În cele de mai sus am prezentat, la scară regională, rezultatele gravimetrice mai importante care au fost obținute pînă în prezent în Munții Călimani — Gurghiu — Hărghita. Materialul primar este vast și oferă în continuare posibilități de îmbunătățire a soluțiilor adoptate pe linia exploatării integrale a lui prin prelucrări cantitative mai elaborate.

CONCLUZII

S-a prezentat imaginea gravimetrică de detaliu a Munților Călimani — Gurghiu — Hărghita, demonstrîndu-se buna aplicabilitate a metodei de prospecțiune gravimetrică în descifrarea structurii eruptivului nou din Carpații Orientali.

Harta gravimetrică pune în evidență prezența unor volume mari de mase magmatice deasupra fundamentului cristalin. Anomaliile de maxim din zona centrală a lanțului vulcanic (de tipul Seaca — Tătarca) reprezintă

efectul unor corpuri intruzive în contrast pozitiv de densitate față de formațiunile în care sînt intruse. Calculele cantitative sugerează forma asimilabilă cu cilindrii verticali de dimensiuni apreciabile a acestor corpuri.

Suprapunerea maximelor gravimetrice determinate de intruziunile eruptive, pe aria aparatelor vulcanice demonstrează legătura genetică dintre acestea.

Corpurile intruzive se jalonează pe o direcție generală NV—SE, pe aliniamentele vf. Arii — vf. Struniorul — vf. Pietrosul — Tarnița ; Măgura Mare — Fîncel — Bakta ; Seaca — Tătarca — Borzont — Șumuleu și Muntele Mic—Hărghita Băi, constituind scheletul masivului muntos Călimani — Gurghiu — Hărghita.

Canalele de alimentare ale aparatelor vulcanice, domurile, nek-urile, cupolele se manifestă în harta gravimetrică prin anomalii de mică intensitate și extindere redusă în suprafață și se evidențiază clar numai în zonele în care lipsesc alte mase magmatice mai importante.

Rezultatele tentativelor de interpretare cantitativă realizate demonstrează eficacitatea acestora și întrevăd noi posibilități de valorificare superioară a materialului gravimetric obținut.

Primită la redacție la 8 iulie 1968

BIBLIOGRAFIE

ATANASIU, I., *Cineritele din neogenul românesc și vîrsta erupțiunilor vulcanice corespunzătoare.* An. Com. geol., **XXV** (1953).

BANYAI, I., *Geologia bazinului superior al v. Tîrnava Mică.* D.d.s Inst. geol. Rom., **XIX** (1930—1931), 1933.

BOTEZATU, R., R. ȘTEFĂNESCU, *Rețeaua gravimetrică a R.P.R.* III. *Reduceri de cîmp normal după formula internațională pentru teritoriul R.P.R.* St. cerc. geofiz., **I**, *2* (1963).

COSMA, S., S. PELTZ, *Cercetări geologice în regiunea Păltiniș-Drăgoeasa (munții Bistriței).* D.d.s. Com. geol., **XLVII** (1959—1960), 1963.

COSMA S., I. TEODORU, C. TEODORU, *Contribuții la cunoașterea geologiei munților Călimanii de Nord și Bărgăul de Sud.* D.d.s. Com. geol., **L**/*2* (1962—1963), 1965.

GÖTZ, A., *Vulcanologia și stratigrafia munților Gurghiului de Nord și raporturile formațiunilor cu cele din masivul Călimanilor.* D.d.s. Com. geol., **XXXIX** (1951—1952), 1955.

GÖTZ, A., *Dare de seamă asupra regiunii Sovata-Praid.* D.d.s. Com. geol., **XL** (1952—1953), 1956.

GRIGORE, I., *Studiu geologic și petrografic asupra munților Gurghiului.* Edit. științifică, București, 1957.

NAGY, L., *Cercetări geologice în regiunea de la nord de Sovata.* D.d.s. Com. geol., **XL** (1952—1953), 1956.

NICHITA, O., *Petrografia părții de nord și vest a Masivului Călimani și mineralizațiile din regiunea Colibița (Năsăud).* D.d.s. Com. geol., **XXXVIII** (1948), 1954.

NIȚĂ, PION P., D. ISTOCESCU, *Considerații geologice asupra bazinelor sedimentare Borsec și Bilbor cu privire specială asupra cărbunilor.* D.d.s. Com. geol., **LI**/*1* (1963—1964) 1965.

PELTZ, S., M. PELTZ, *Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Ostoroș (munții Hărghita).* D.d.s. Com. geol., **L**/*1* (1962—1963), 1968.

PELTZ, S., *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Ilva-Stînceni-Călimănel (extremitatea sudică a munților Călimani).* D.d.s. Com. geol., **LI**/*1* (1963—1964), 1965.

RĂDULESCU, D., *Asupra existenței fundamentului subvulcanic în lanțul Călimani-Gurghiu-Hărghita.* Anal. Univ. „C. I. Parhon", seria geol. geogr., **23** (1960).

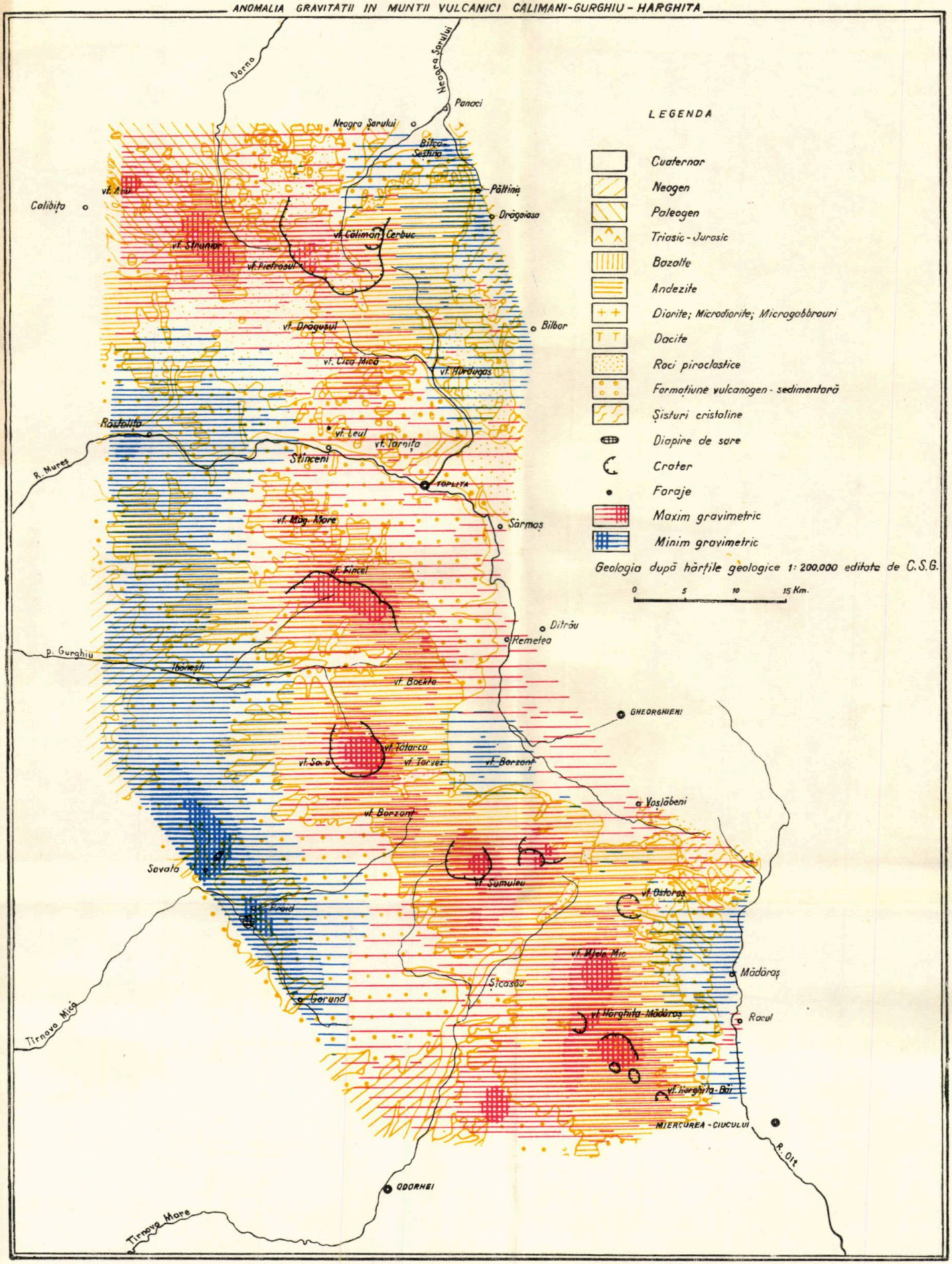
RĂDULESCU, D., AL. VASILESCU, S. PELTZ, *Cercetări geologice în munții Gurghiului de SE.* D.d.s. Com. geol., **XLV** (1957—1958), 1962.

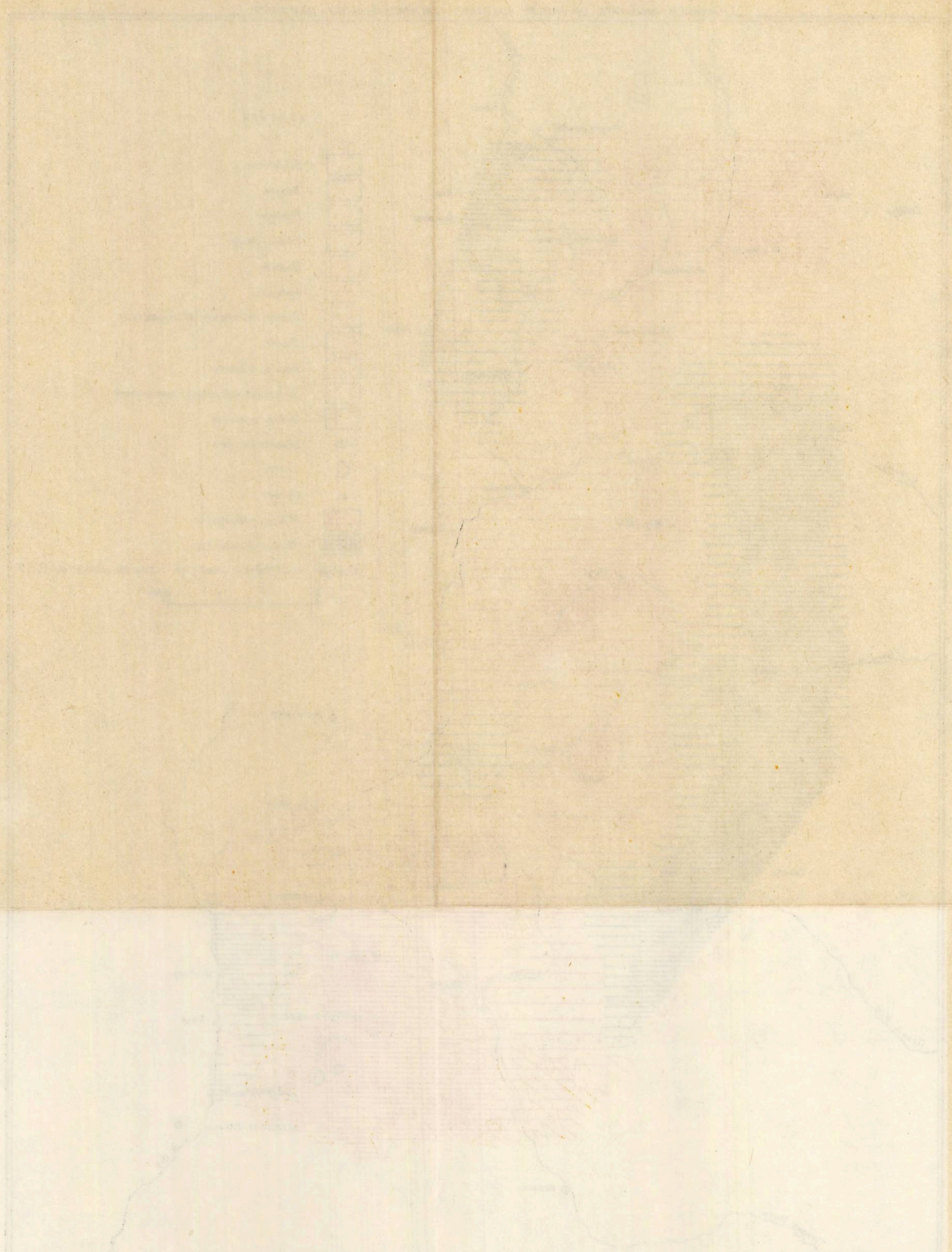
RĂDULESCU, D., AL. VASILESCU, S. PELTZ, *Marea calderă Fîncel-Lăpușna din munții Gurghiu.* D.d.s. Com. geol., **XLIX** (1961—1962), 1964.

RĂDULESCU, D., AL. VASILESCU, S. PELTZ, M. PELTZ, *Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu*. An. Com. geol., XXXIII, 1964.
RĂDULESCU, D., *Contribuții la cunoașterea structurii geologice a părții centrale a munților Hărghita*. D.d.s., Com. geol., **L** (1962—1963), 1965.
SAVUL, M., TH. KRÄUTNER, *Die Basaltandesite von Toplița und Sărmaș*. C.R. Acad. Sci. Roum., **I**, *3* (1936).
STANCIU, V., *Linia de eruptiv Hărghita*. Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj, *6* (1957).
SZADECZKY, I., *Munții vulcanici Hărghita-Călimani*. D.d.s. Inst. geol. Rom., **XVI** (1927—1928), 1930.
TÖRÖK, Z., *Trecătoarea Mureșului la Toplița*. An. Lic. din Sighișoara, 1929.
TÖRÖK, Z., *Ridicări geologice efectuate în masivul eruptiv al Călimanilor*. D.d.s. Com. geol., **XXXVII** (1949—1950), 1952.
TÖRÖK, Z., *Vulcanologia și stratigrafia Călimanilor de NE și tectonica întregului masiv*. D.d.s. Com. geol., **XXXIX** (1951—1952), 1954.
TÖRÖK, Z., *Problemele teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe*. St. cerc. geol.-geogr., Acad., R.P.R., Fil. Cluj, **7**, 1—4 (1956).
TREIBER, I., *Cercetări geologice în Munții Călimani*. D.d.s. Com. geol., **XXXVII** (1949—1950), 1952.
TREIBER, I., *Vulcanologia și tectonica munților Gurghiului de Sud*. D.d.s. Com. geol., **XXXIX** (1951—1952), 1955.
TREIBER, I., *Despre structura geologică a munților Gurghiului*. Bul. Univ. „Babeș Bolyai", ser. șt. nat., **1**, 1—2 (1957).
VISARION, M., *Anomalia majoră a cîmpului gravific de la Colibița*. D.d.s. Com. geol., **XLIV** (1956—1957), 1959.

M. Suceava, A. Proca, S. Fotopolos

ANOMALIA GRAVITATII IN MUNTII VULCANICI CALIMANI-GURGHIU-HARGHITA





CONTRIBUȚII LA PROBLEMA DESCRIERII ANALITICE A ANOMALIILOR CÎMPURILOR POTENȚIALE

1. DESCRIEREA ANALITICĂ A ANOMALIILOR DE TIP TREAPTĂ, PE PROFILE, PRINTR-UN POLINOM DE PUTERI ALE DISTANȚEI

DE

RADU BOTEZATU

Institutul de geofizică aplicată, București, Șos. Kiseleff nr. 55

Este un lucru unanim recunoscut în literatura de specialitate că dacă s-ar putea exprima analitic distribuția în suprafață a cîmpurilor potențiale, cunoscută printr-un dispozitiv oarecare de puncte de măsură, s-ar putea rezolva mult mai comod și la un grad de precizie mai ridicat decît cel actual problema analizei acestor cîmpuri. Este de asemenea cunoscută importanța acestei analize, care, fie prin transformări ale acestor cîmpuri, fie pe baza problemelor directă sau inversă a potențialului, conduce la soluții fizice și apoi geologice privind sursele de anomalii ale cîmpurilor potențiale.

Deși formulată de multă vreme, problema exprimării sau a „descrierii" analitice a anomaliilor cîmpurilor potențiale nu a primit încă soluții de largă aplicare. În acest sens, caracteristic este faptul că aplicațiile realizate pînă în prezent, în străinătate ca și la noi în țară de altfel, sînt cu totul sporadice. Chiar folosirea pe scară din ce în ce mai largă a calculului electronic în activitatea geofizică nu a reușit să impulsioneze în mod evident realizările în această direcție.

De asemenea, este de precizat că soluțiile obținute pînă în prezent au în vedere numai un aspect particular al problemei și anume acela al exprimării analitice a anomaliilor regionale sub formă de soluții cu suport geometric, ca urmare a unui proces de nivelare a anomaliilor cartate ale cîmpurilor potențiale. La cunoștința autorului, cele mai importante sînt cele care folosesc desfășurarea în serii de puteri a coordonatelor [1], [2], [5], de polinoame ortogonale [4], [8] sau de polinoame neortogonale [6], [7]. În afară de faptul că soluțiile sînt restrînse, lipsa lor de generalizare în aplicare credem că provine și din faptul că formele de exprimare analitică nu asigură, în majoritatea cazurilor, tratarea matematică în continuare

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ. TOM 6. NR. 2. P. 161 – 171. BUCUREȘTI. 1968

a acestora. Aplicarea lor practică este aşadar limitată numai la evaluarea anomaliei regionale şi aceasta provine din faptul că expresiile matematice sînt uneori aşa de complicate şi de o astfel de structură, încît nu permit transformări simple a acestora prin derivare sau integrare.

Cercetările autorului în această direcţie au condus la unele soluţii surprinzător de simple şi de o generalitate mai largă faţă de cele prezentate în lucrările citate mai sus.

În lucrarea de faţă este prezentată una din aceste soluţii, care se referă la anomaliile bidimensionale de tip „treaptă", tratate pe profile. Soluţia găsită este valabilă pentru anomalii gravimetrice locale produse de accidente tectonice disjunctive (falii, flexuri, încălecări), pentru anomalii magnetice locale produse de contacte geologice verticale sau înclinate, pentru anomalii gravimetrice şi magnetice regionale produse de serii sedimentare monoclinale sau de fundamente cristaline înclinate ca şi de variaţii direcţionale de facies în serii orizontale etc.; ea permite tratarea pe această cale şi a altor rezultate geofizice de o natură diferită celor gravimetrice sau magnetice, de exemplu hodografii undelor refractate, unele anomalii de rezistivitate etc., precum şi a oricărei curbe experimentale de o formă asemănătoare, cum ar fi de exemplu o curbă granulometrică etc.

PROCEDEUL DE DESCRIERE ANALITICĂ

Se înţelege prin anomalie de tip „treaptă" o anomalie de forma celei gravimetrice produse de o falie, care este continuu crescătoare într-un anumit sens de circulaţie de-a lungul unui profil convenabil ales, cu gradienţi variabili care ating un maxim în zona centrală a acesteia. Un exemplu de astfel de anomalie este prezentat prin curba groasă din figura 1, care reprezintă de fapt anomalia Bouguer pe un profil transversal la linia Capidava-Canara pe direcţia M. Kogălniceanu — Nisipari în Dobrogea de sud.

Căutînd o funcţie analitică care să admită o curbă a cărei analogie să fie cît mai bună cu un astfel de tip de anomalie, s-a găsit că aceasta este reprezentată de un polinom de puteri ale distanţei x de forma

$$g(x) = \sum_{k=0}^{m} a_k x^k. \qquad (1)$$

Aceasta reprezintă de fapt o particularizare a seriei folosite de Agocs [1]. Folosirea practică a unei funcţii analitice de tip (1), este în aparenţă simplă; la aplicaţiile practice însă, aşa cum de altfel a fost remarcat de către unii autori [1], [5], apar complicaţii mari.

Pentru a obţine o modelare analitică satisfăcătoare, trebuie ca polinomul ales să conţină termeni pînă la un grad m destul de mare, în funcţie de forma anomaliei de studiat. Determinarea coeficienţilor a_k trebuie făcută pe baza unui sistem de ecuaţii de condiţie într-un număr suficient de mare, astfel încît prin metoda celor mai mici pătrate să se găsească valori ale acestora care, satisfăcînd condiţia ca suma pătratelor abaterilor să fie minimă, să aibă în vedere abateri care ele însile să fie mici în cadrul unor toleranţe acceptate iniţial. Astfel, un număr mare de ecuaţii de condiţie cu un număr destul de mare de necunoscute a_k ce urmează a fi determinate

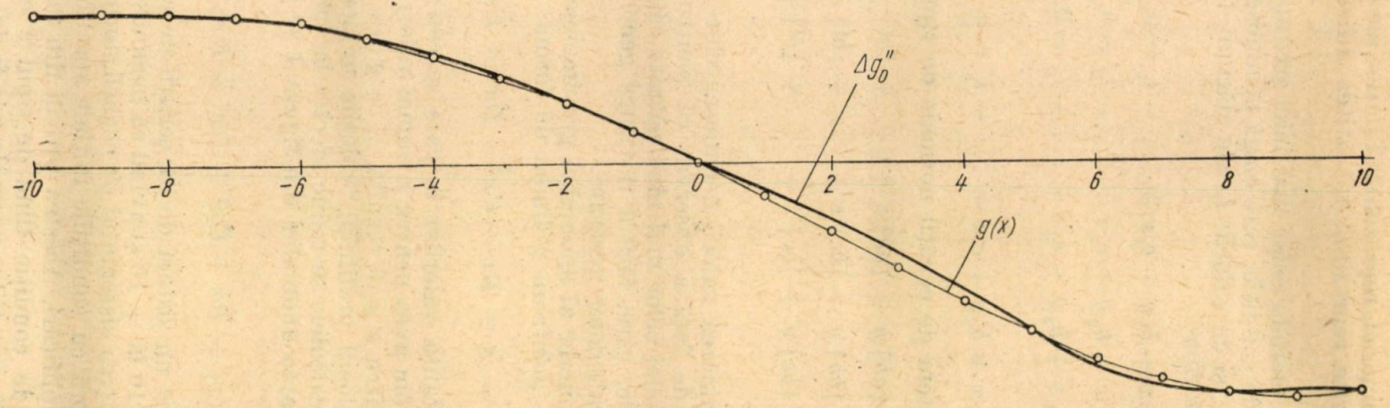


Fig. 1. — Variația anomaliei gravității $\Delta g_0'$ pe un profil transversal la linia Capidava — Canara pe direcția M. Kogălniceanu — Nisipari în Dobrogea de Sud, în paralel cu funcția de aproximare $g(x)$.

şi în care coeficienţii numerici, reprezentînd puteri ale lui x, sînt de ordine de mărime foarte diferite, reprezintă tot atîtea dificultăţi în rezolvarea practică a problemei.

În cazul general, metoda celor mai mici pătrate se aplică pe baza unui sistem de ecuaţii de condiţie, care leagă necunoscutele x, y, z,... de coeficienţii a_j, b_j, c_j,... şi de valorile l_j ale mărimii luate în consideraţie (vezi, de ex. [9]), de forma

$$\begin{aligned} a_1 x + b_1 y + c_1 z + \ldots - l_1 &= 0, \\ a_2 x + b_2 y + c_2 z + \ldots - l_2 &= 0, \\ a_3 x + b_3 y + c_3 z + \ldots - l_3 &= 0, \\ \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots & \\ a_n x + b_n y + c_n z + \ldots - l_n &= 0, \end{aligned} \tag{2}$$

care conduce la un sistem de ecuaţii normale de tipul

$$\begin{aligned} [aa]\, x + [ab]\, y + [ac]\, z + \ldots + [al] &= 0, \\ [ab]\, x + [bb]\, y + [bc]\, z + \ldots + [bl] &= 0, \\ [ac]\, x + [bc]\, y + [cc]\, z + \ldots + [cl] &= 0, \\ \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots & \end{aligned} \tag{3}$$

şi care permite determinarea valorii necunoscutelor x, y, z,...

Autorul lucrării de faţă a observat că pentru anomaliile de tip treaptă, aplicarea metodei celor mai mici pătrate se poate face cu unele condiţii iniţiale speciale, care, fără a restrînge generalitatea, conduc la simplificări mari ale calculelor necesare.

Să luăm cazul concret al anomaliei gravimetrice din figura 1 şi să încercăm descrierea ei printr-un polinom de forma

$$g(x) = A + Bx + Cx^2 + Dx^3 + Ex^4. \tag{4}$$

Normînd echidistanţa valorilor la care se consideră $g(x)$ pe profil astfel încît $\Delta x = 1$, vom avea pentru x numai valori întregi.

Observăm că pentru $x = 0$ rezultă $A = g(0)$. De asemenea, dacă se alege $x = 0$ la mijlocul profilului, valorile numerice ale lui x^k vor fi simetrice, astfel încît calculele se reduc efectiv la jumătate.

Aşadar, aproximarea anomaliei din figura 1 se poate face printr-un polinom de forma

$$g(x) = Bx + Cx^2 + Dx^3 + Ex^4, \tag{5}$$

pe baza căruia s-a scris un sistem de 21 ecuaţii de condiţie la valori întregi ale lui x de la -10 la $+10$ şi avînd ca necunoscute cei 4 coeficienţi B, C, D şi E. Transcrierea sistemului de ecuaţii normale (3) pentru cazul anomaliei de tip treaptă cu condiţiile iniţiale specificate mai sus aduce de asemenea mari simplificări. Acestea provin din faptul că în acest caz coeficienţii ecuaţiilor de condiţie fiind de tipul x^k cu valoarea maximă $k = m = 4$, coeficienţii ecuaţiilor normale vor fi de tipul $[x^u \cdot x^v]$, care, datorită simetriei punctelor pe profil din care derivă faptul că jumătate

Tabelă

Conținînd puteri și sume progresive ale puterilor distanței orizontale x pentru valori întregi de la 1 la 25

x	x^2	$[x^2]$	x^3	x^4	$[x^4]$	x^5	x^6	$[x^6]$	x^7	x^8	$[x^8]$	x^9	x^{10}	$[x^{10}]$
1	1		1	1		1	1		1	1		1	1	
2	4	5	8	16	17	32	64	65	128	256	257	512	1 024	1 025
3	9	14	27	81	98	243	729	794	2 187	6 561	6 818	19 683	59 049	60 074
4	16	30	64	256	354	1 024	4.096	4 890	16 384	65 536	72 354	262 144	1 048 576	1 108 650
5	25	55	125	625	979	3 125	15 625	20 515	78 125	390 625	462 979	1 953 125	9 765 625	10 874 275
6	36	91	216	1 296	2 275	7 776	46 656	67 171	279 936	1 679 616	2 142 595	10 077 696	60 466 176	71 340 451
7	49	140	343	2 401	4 676	16 807	117 649	184 820	823 543	5 764 801	7 907 396	40 353 607	282 475 249	353 815 700
8	64	204	512	4 096	8 772	32 768	262 144	446 964	2 097 152	16 777 216	24 684 612	134 217 728	1 073 741 824	1 427 557 524
9	81	285	729	6 561	15 333	59 049	531 441	978 405	4 782 969	43 046 721	67 731 333	387 420 489	3 486 784 401	4 914 341 925
10	100	385	1 000	10 000	25 333	100 000	1 000 000	1 978 405	10 000 000	100 000 000	167 731 333	1 000 000 000	10 000 000 000	14 914 341 925
11	121	506	1 331	14 641	39 974	161 051	1 771 561	3 749 966	19 487 171	214 358 881	382 090 214	2 357 947 691	25 937 424 601	40 851 766 526
12	144	650	1 728	20 736	60 710	248 832	2 985 984	6 735 950	35 831 808	429 981 696	812 071 910	5 159 780 352	61 917 364 224	102 769 130 750
13	169	819	2 197	28 561	89 271	371 293	4 826 809	11 562 759	62 748 517	815 730 721	1 627 802 631	10 604 499 373	137 858 491 849	240 627 622 599
14	196	1 015	2 744	38 416	127 687	537 824	7 529 536	19 092 295	105 413 504	1 475 789 056	3 103 591 687	20 661 046 784	289 254 654 976	529 882 277 575
15	225	1 240	3 375	50 625	178 312	759 375	11 390 625	30 482 920	170 859 375	2 562 890 625	5 666 482 312	38 443 359 375	576 650 390 625	1 106 532 668 200
16	256	1 496	4 096	65 536	243 848	1 048 576	16 777 216	47 260 136	268 435 456	4 294 967 296	9 961 449 608	68 719 476 736	1 099 511 627 776	2 206 044 295 976
17	289	1 785	4 913	83 521	327 369	1 419 857	24 137 569	71 397 705	410 338 673	6 975 757 441	16 937 207 049	118 587 876 497	2 015 993 900 449	4 222 038 196 425
18	324	2 109	5 832	104 976	432 345	1 889 568	34 012 224	105 409 929	612 220 032	11 019 960 576	27 957 167 625	198 359 290 368	3 570 467 226 624	7 792 505 423 049
19	361	2 470	6 859	130 321	562 666	2 476 099	47 045 881	152 455 810	893 871 739	16 983 563 041	44 940 730 666	322 687 597 779	6 131 064 357 801	13 923 569 780 850
20	400	2 870	8 000	160 000	722 666	3 200 000	64 000 000	216 455 810	1 280 000 000	25 600 000 000	70 540 730 666	512 000 000 000	10 240 000 000 000	24 163 569 780 850
21	441	3 311	9 261	194 481	917 147	4 084 101	85 766 121	302 221 931	1 80 1088 541	37 822 859 361	108 363 590 027	794 280 046 581	16 679 880 978 201	40 843 450 759 051
22	484	3 795	10 648	234 256	1 151 403	5 153 632	113 379 904	415 601 835	2 494 357 888	54 875 873 563	163 239 463 590	1 207 269 218 386	26 559 922 804 492	67 403 373 563 543
23	529	4 324	12 167	279 841	1 431 244	6 436 343	148 035 889	563 637 724	3 404 825 447	78 310 985 281	241 550 448 871	1 801 152 661 463	41 426 511 213 649	108 829 884 777 192
24	576	4 900	13 824	331 776	1 763 020	7 962 624	191 102 976	754 740 700	4 586 471 424	110 075 314 176	351 625 763 047	2 641 807 540 224	63 403 380 965 376	172 233 265 742 568
25	625	5 525	15 625	390 625	2 153 645	9 765 625	244 140 625	998 881 325	6 103 515 625	152 587 890 625	504 213 653 672	3 814 697 265 625	95 367 431 640 625	267 600 697 383 193

din valorile lui x sînt negative şi jumătate pozitive, vor fi nuli pentru orice $u+v$ impar.

Ţinînd cont de observaţiile de mai sus, sistemul ecuaţiilor normale pentru cazul concret considerat devine

$$\begin{aligned}
[x^2]B &+ [x^4]D &&+ [xg(x_j)] = 0,\\
[x^4]C &&+ [x^6]E &+ [x^2g(x_j)] = 0,\\
[x^4]B &+ [x^6]D &&+ [x^3g(x_j)] = 0,\\
[x^6]C &&+ [x^8]E &+ [x^4g(x_j)] = 0.
\end{aligned} \tag{6}$$

După cum se poate remarca, sistemul de ecuaţii normale se reduce de fapt la două sisteme de cîte două ecuaţii cu două necunoscute, care se pot rezolva imediat cu mijloace matematice deosebit de simple.

Folosind, aşa cum s-a precizat mai sus, numai valori întregi pentru distanţa x, se mai poate face o simplificare a calculelor, stabilind odată pentru totdeauna valorile puterilor lui x. Acest lucru a fost făcut de autor în tabela inclusă în această lucrare, în care sînt înscrise puterile de la 1 la 10 ale lui x pentru valorile întregi ale acestei variabile de la 1 la 25, precum şi sumele progresive pentru puterile pare ale ei.

Aşadar, transcrierea numerică a sistemului (6) se reduce de fapt la extragerea din tabel a sumelor progresive pentru puterile pare ale lui x (în cazul de faţă $x = 10$) şi dublarea lor, urmînd ca efectiv să se calculeze numai ultimii termeni ai ecuaţiilor la care se foloseşte de asemenea tabela şi să se rezolve cele două sisteme de ecuaţii.

Prin procedeul descris mai sus, stabilirea coeficienţilor relaţiei (5) se poate face comod în maximum 2 ore, folosind o maşină manuală de calcul.

Aplicarea procedeului în cazul practic tratat a condus la exprimarea relaţiei (5) în coeficienţi numerici, sub forma

$$g(x) = -0{,}980081\,x - 0{,}031873\,x^2 + 0{,}004073\,x^3 + 0{,}000195\,x^4. \tag{7}$$

Pentru a stabili puterea de aproximare a relaţiei (7) s-au verificat ecuaţiile de condiţie cu rădăcinile ecuaţiilor normale, obţinîndu-se :

— abateri cuprinse între valorile limită de $-0{,}252$ mgal şi $+0{,}305$ mgal;

— un număr de 11 abateri cu valori negative şi de 9 abateri cu valori pozitive ;

— o valoare pentru abaterea medie pătratică de $\pm$ 0,154 mgal. Mersul funcţiei $g(x)$ a fost reprodus în figura 1 pentru a servi drept comparaţie cu funcţia iniţială $\Delta g_0''$. Avînd în vedere mersul general al funcţiei descrise de relaţia (7), mărimea şi sensul abaterilor, precum şi valoarea mică a abaterii medii pătratice (este de precizat că în acest caz problema a fost de aproximat o anomalie gravimetrică cunoscută dintr-o cartare regională cu eroare de cca. $\pm$ 0,25 mgal), se poate conchide că procedeul propus conduce la o bună aproximare. Autorul poate preciza că şi în alte cîteva cazuri studiate a obţinut aproximaţii cu totul satisfăcătoare.

Pe această cale se pot deci obţine descrieri analitice ale anomaliilor de tip treaptă, pe profile, în condiţiile unor calcule remarcabil de simple. Este de asemenea de precizat că tabela permite aproximarea acestor anomalii prin polinoame de tipul relaţiei (5) pînă la gradul 5, ceea ce asigură în general o bună aproximare.

POSIBILITĂȚI DE VALORIFICARE A DESCRIERII ANALITICE

Cea mai simplă mărime transformată a cîmpului gravității, care se poate deduce din relația (5), este gradientul orizontal al gravității $\partial g(x)/\partial x$, care are forma

$$\frac{\partial g(x)}{\partial x} = B + 2C\,x + 3D\,x^2 + 4D\,x^3. \tag{8}$$

Folosind valorile coeficienților B, C, D și E din relația (7) și valorile puterilor lui x din tabelă, se pot calcula cu ușurință valorile gradientului orizontal. În figura 2 este reprezentată variația gradientului orizontal al lui $g(x)$, dedusă pe această cale. Importanța acestei mărimi în analiza anomaliilor gravimetrice este cunoscută și constă în aceea că pe baza ei se poate situa cu mai mare precizie poziția planului de falie, deoarece la această mărime poziția corespunde punctului de maxim, în timp ce pe curba anomaliei Bouguer corespunde punctului de inflexiune a acesteia care, în multe cazuri practice, se poate situa cu destulă nesiguranță.

În legătură cu reprezentarea grafică a gradientului orizontal este de făcut o precizare. Valorile acestei mărimi, indiferent de modul cum apar din calcul, trebuie să fie pozitive pe ambele ramuri ale curbei, de o parte

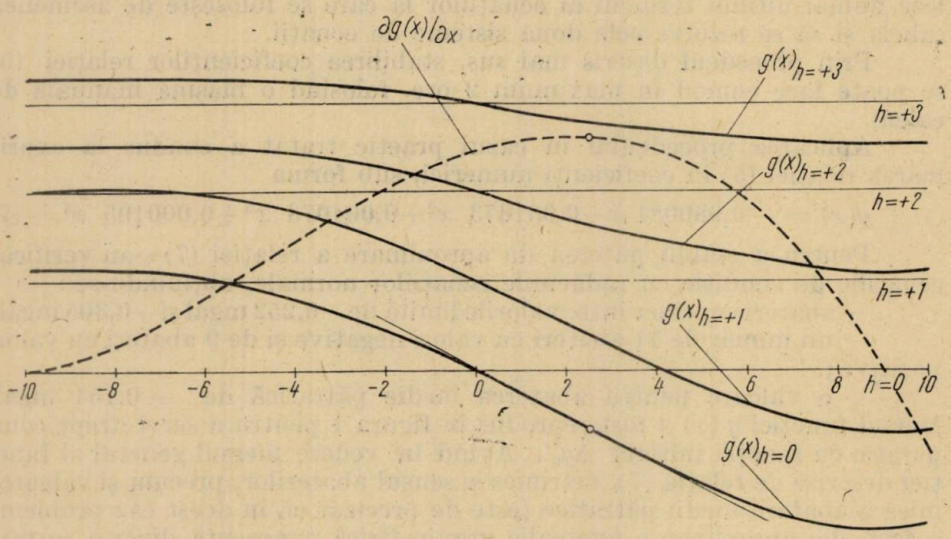


Fig. 2. — Variațiile gradientului orizontal al gravității $\partial g(x)/\partial x$ și ale cîmpului continuat analitic în sus la nivelele $h = +1$, $+2$ și $+3$ km, în paralel cu funcția de aproximare $g(x)$.

și de alta a punctului central. Acest lucru apare clar dacă ținem cont că sensul de circulație pe profil față de punctul central este invers pentru cele două ramuri, precum și de convenția de semne universal adoptată pentru mărimile determinate cu balanța de torsiune.

Pentru determinarea altor mărimi transformate, cum ar fi de exemplu gradienții verticali sau cîmpul continuat analitic în sus sau în jos, se pot alege mai multe căi. Avînd exprimat cîmpul gravității într-o formă analitică în planul $z = 0$, s-ar putea de exemplu rezolva unele din problemele teoriei potențialului și în special problema Dirichlet, pentru a deduce cîmpul $g\ (x,\ z)$ într-un plan diferit de planul $z = 0$ și paralel cu acesta; soluția care se obține însă este foarte complicată și deci incomodă pentru aplicații practice.

O cale mult mai simplă, așa cum se va vedea mai departe, este aceea folosită de Dean [3]. Așadar, vom studia mai departe funcția $g(x)$ de tipul general exprimat prin relația (5) și concret de relația (7), în domeniul frecvenței, plecînd de la ecuația de convoluție transcrisă într-o notație adecvată sub forma

$$f(x) = \int_0^X g(x) \cdot g(X - x)\, \mathrm{d}x, \tag{9}$$

care, după cum se știe, descrie un proces de filtrare liniară. În ecuația (9), $f(x)$ poate fi privit ca semnalul de ieșire al filtrului, $g(x)$ ca semnalul de intrare, iar $g\,(X-x)$ ca funcție de transfer sau funcție de ponderare. Fluctuațiile funcțiilor $f\,(x)$ și $g\,(x)$, cu semnificație de semnale, pot fi de asemenea privite ca funcții de frecvență. Cum funcția $g(x)$ nu este repetabilă, ea poate fi reprezentată în mod adecvat printr-o integrală Fourier. Relația generală care exprimă o funcție de variabilă oarecare, în cazul nostru x, ca o funcție de frecvență este transformata Fourier, a cărei expresie se poate scrie

$$G(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} g(x)\, \mathrm{e}^{-i\omega x}\, \mathrm{d}x \tag{10}$$

și care, în cazul nostru, ia forma

$$G(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} [Bx + Cx^2 + Dx^3 + Ex^4]\, \mathrm{e}^{-i\omega x}\, \mathrm{d}x \tag{11}$$

Transformata Fourier a ecuației de convoluție (9) rezultă ca o ecuație simplificată de intrare — ieșire, în termeni de frecvență a variabilei ω și este

$$F(\omega) = W(\omega) \cdot G(\omega), \tag{12}$$

în care $F(\omega)$ și $W(\omega)$ reprezintă transformatele Fourier ale semnalului de ieșire $f(x)$, respectiv a funcției de transfer $g\,(X-x)$.

Dean [3] și Swartz [11] au arătat că transformata Fourier a funcției de transfer ia forme foarte simple pentru unele mărimi gravimetrice transformate, cum ar fi de exemplu cîmpul continuat analitic în sus sau în jos. Astfel, pentru cîmpul continuat analitic în sus

$$W(\omega) = \mathrm{e}^{-h|\omega|}, \tag{13}$$

iar pentru cel continuat analitic în jos

$$W(\omega) = \mathrm{e}^{+h|\omega|}. \tag{14}$$

Rezolvarea integrării din relaţia (11) se poate realiza fără dificultăţi, folosind formula lui Euler

$$e^{-i\omega x} = \cos \omega x - i \sin \omega x \tag{15}$$

şi, în acest caz, $G(\omega)$ va apare de forma

$$G(\omega) = P(\omega) - iQ(\omega), \tag{16}$$

în care

$$P(\omega) = B\int x \cos \omega x \, dx + C \int x^2 \cos \omega x \, dx + \\ + D \int x^3 \cos \omega x \, dx + E \int x^4 \cos \omega x \, dx \tag{17}$$

şi

$$Q(\omega) = B\int x \sin \omega x \, dx + C \int x^2 \sin \omega x \, dx + \\ + D \int x^3 \sin \omega x \, dx + E \int x^4 \sin \omega x \, dx. \tag{18}$$

Integralele de tipul termenilor din membrul al doilea al relaţiilor (17) şi (18) sînt rezolvate (vezi, de exemplu Rîjic şi Gradştein [10], pag. 128, relaţiile (2.513)), astfel încît obţinem imediat, după prealabile grupări convenabile a termenilor

$$P(\omega) = \left[\frac{B + 2Cx + 3Dx^2 + 4Ex^3}{\omega^2} - \frac{6D + 24Ex}{\omega^4}\right] \cos \omega x + \\ + \left[\frac{Bx + Cx^2 + Dx^3 + Ex^4}{\omega} - \frac{2C + 6Dx + 12Ex^2}{\omega^3} + \frac{24E}{\omega^5}\right] \sin \omega x \tag{19}$$

şi

$$Q(\omega) = \left[-\frac{Bx + Cx^2 + Dx^3 + Ex^4}{\omega} + \frac{2C + 6Dx + 12Ex^2}{\omega^3} - \frac{24E}{\omega^5}\right] \cos \omega x + \\ + \left[\frac{B + 2Cx + 3Dx^2 + 4Ex^3}{\omega^2} - \frac{6D + 24Ex}{\omega^4}\right] \sin \omega x. \tag{20}$$

Relaţiile (19) şi (20) pot fi scrise într-o formă mai simplă dacă folosim notaţiile

$$\begin{aligned} K_1 &= B \cdot x + C \cdot x^2 + D \cdot x^3 + E \cdot x^4, \\ K_2 &= B + 2C \cdot x + 3D \cdot x^2 + 4E \cdot x^3, \\ K_3 &= 2C + 6D \cdot x + 12E \cdot x^2, \\ K_4 &= 6D + 24E \cdot x, \\ K_5 &= 24E \end{aligned} \tag{21}$$

şi obţinem

$$P(\omega)=\left[\frac{K_2}{\omega^2}-\frac{K_4}{\omega^4}\right]\cos\omega x+\left[\frac{K_1}{\omega}-\frac{K_3}{\omega^3}+\frac{K_5}{\omega^5}\right]\sin\omega x \tag{22}$$

şi

$$Q(\omega)=\left[-\frac{K_1}{\omega}+\frac{K_3}{\omega^3}-\frac{K_5}{\omega^5}\right]\cos\omega x+\left[\frac{K_2}{\omega^2}-\frac{K_4}{\omega^4}\right]\sin\omega x. \tag{23}$$

Înlocuirea expresiilor (22) şi (23) în relaţia (16) va conduce la valori imaginare ale lui $G(\omega)$. Această dificultate poate fi învinsă calculînd amplitudinea $A(\omega)$ a transformatei Fourier $G(\omega)$, conform relaţiei

$$A(\omega)=[P^2(\omega)+Q^2(\omega)]^{1/2}. \tag{24}$$

Introducînd în relaţia (24) expresiile (22) şi (23), efectuînd calculele şi grupînd convenabil termenii, obţinem

$$A(\omega)=\left[\frac{K_1^2}{\omega^2}+\frac{K_2^2}{\omega^4}+\frac{K_3^2}{\omega^6}+\frac{K_4^2}{\omega^8}+\frac{K_5^2}{\omega^{10}}-2\frac{K_1K_3}{\omega^4}+2\frac{K_1K_5}{\omega^6}-2\frac{K_2K_4}{\omega^6}-2\frac{K_3K_5}{\omega^8}\right]^{1/2}, \tag{25}$$

care admite final o formă mai simplă de exprimare :

$$A(\omega)=\left[\left(\frac{K_1}{\omega}-\frac{K_3}{\omega^3}\right)^2+\left(\frac{K_2}{\omega^2}-\frac{K_4}{\omega^4}\right)^2+\frac{K_5^2}{\omega^{10}}+2K_5\left(\frac{K_1}{\omega^6}-\frac{K_3}{\omega^8}\right)\right]^{1/2}. \tag{26}$$

Calculul valorilor amplitudinii $A(\omega)$ după formula (26) nu prezintă nici o complicaţie. Valorile K_j se calculează după expresii simple şi comparînd relaţiile (21) cu (5) şi (8) observăm că de fapt

$$K_1=g(x) \tag{27}$$

şi

$$K_2=\frac{\partial g(x)}{\partial x}, \tag{28}$$

aşa încît, cum acestea sînt deja calculate, urmează să se calculeze numai K_3, K_4, K_5, calcul care este mult uşurat folosind tabela de puteri ale lui x.

Pentru stabilirea frecvenţei fundamentalei trebuie ţinut cont de lungimea profilului, pe care o notăm cu L_x şi care are semnificaţia de lungime de undă aparentă a semnalului de intrare $g(x)$. Aşadar, frecvenţa ω a fundamentalei va fi

$$\omega=\frac{2\pi}{L_x}. \tag{29}$$

Intabulînd convenabil datele şi ţinînd cont de precizările de mai sus, calculul valorilor amplitudinii $A(\omega)$ se face cu destulă uşurinţă.

Avînd în vedere că $A(\omega)$ conform relaţiei (24), apare ca rădăcină pătrată a unor cantităţi definite, este evident că valorile obţinute din

calcul pot primi fie semnul −, fie semnul +, aşa încît este necesară o convenţie de semne. Ţinînd cont de scopul pentru care se face calculul şi avînd în vedere relaţiile (13) şi (14) care arată că funcţia de ponderare este o constantă, apare clar că pentru calculul cîmpurilor continuate analitic este necesar ca semnele valorilor funcţiei $A(\omega)$ să fie corespunzătoare celor ale funcţiei $g(x)$.

Relaţiile stabilite mai sus au fost folosite pentru a calcula valorile continuate analitic în sus ale cîmpului gravităţii pe profilul M. Kogălniceanu-Nisipari în Dobrogea de sud, la trei nivele şi anume + 1, + 2 şi +3 km. Continuarea analitică în sus a cîmpului gravităţii este o operaţie care în prezent nu se face în mod obişnuit în practică; ea are însă mari perspective de dezvoltare într-un viitor apropiat, odată cu intrarea în regim industrial a măsurătorilor aerogravimetrice, atît pentru proiectarea acestor cercetări cît şi pentru interpretarea anomaliilor obţinute în corelaţie cu cele înregistrate la sol. Este de precizat că nu s-au calculat şi valorile continuate analitic în jos, deoarece în condiţiile geologice reale, în care structura producătoare de anomalie (şisturile verzi) este situată la suprafaţă, acestea nu ar avea nici o semnificaţie fizică. Relaţiile (13) şi (14) arată însă că din punct de vedere matematic structura formulelor de calcul este aceeaşi, aşa încît o verificare şi prin continuarea analitică în jos a formulelor stabilite nu este de fapt necesară.

Formula practică de lucru pentru continuarea analitică în sus, ţinînd cont de relaţiile (12), (13) şi (24), devine

$$F(\omega) = \pm A(\omega) \cdot e^{-h|\omega|}, \qquad (30)$$

în care, de data aceasta, $F(\omega)$ are semnificaţia de cîmp continuat analitic în sus, adică $g(x)_h$.

Avînd în vedere că lungimea profilului este de 10 km, frecvenţa fundamentalei ω ia valoarea 0,628.

Efectuarea calculelor cu aceste date numerice a condus la valori care au permis reprezentarea grafică din figura 2, în care sînt materializate anomaliile continuate analitic în sus la cele trei nivele. Aceste anomalii pun în evidenţă conservarea formei şi scăderea progresivă a amplitudinii cu altitudinea, de la 12,6 mgal în anomalia la sol la 11,6 mgal în anomalia la nivelul + 1 km, la 5,8 mgal în anomalia la nivelul +2 km şi la 3,0 mgal în anomalia la nivelul + 3 km. În acelaşi timp profilele cîmpului gravităţii continuat analitic în sus pun în evidenţă o deplasare progresivă către stînga a punctului de inflexiune al curbelor, ceea ce din punct de vedere geografic înseamnă o deplasare către N, fapt care este cu totul în acord cu datele geologice cunoscute, ce conferă liniei tectonice Capidava-Canara caracterul de linie de slabă încălecare a şisturilor verzi din Dobrogea centrală peste depozitele jurasice ale Dobrogei de sud.

CONCLUZII

Lucrarea de faţă dovedeşte că, în anumite cazuri, este posibilă o descriere analitică a anomaliilor cîmpurilor potenţiale, cu totul satisfăcătoare ca precizie şi într-o formă simplă de aplicare. De asemenea, dovedeşte că forma de descriere analitică folosită admite mai departe o tratare ma-

tematică, ce conduce la formule practice de lucru, de o formă simplă și care permit calcularea acestor mărimi transformate.

Este de precizat că acest caz al anomaliilor cîmpurilor potențiale de tip „treaptă", tratate pe profile, nu este unic; în forme mai mult sau mai puțin asemănătoare și alte tipuri de anomalii, tratate pe profile sau chiar în suprafață, admit soluții simple în aplicare. Este ceea ce autorul își propune să prezinte în lucrări viitoare.

Primită la redacție la 1 iulie 1968

BIBLIOGRAFIE

1. Agocs, W. B., *Least squares residual anomaly determination.* Geophysics, **XVI**, *4*, (1951)
2. Baranov, V., *Sur une méthode analytique de calcul de l'anomalie régionale.* Geophys. Prosp. **II**, *3*, (1954).
3. Dean, W. C., *Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation.* Geophysics, **XXIII**, *1*, (1958).
4. Grant, F., *A problem in the analysis of geophysical data.* Geophysics, **XXII**, *2*, (1957).
5. Hall, D., *Least squares in magnetic and gravity interpretation.* Trans. Am. Geophys. Union, **XXXIX**, *1*, (1958).
6. Krumbein, W. C., *Trend surface analysis of contour-type maps with irregular control-point spacing.* Journ. of geophys. res., **LXIV**, *7*, (1959).
7. Krumbein, W. C., *Confidence interval on low-order polynomial trend surfaces.* Journ. of geophys. res., **LXVIII**, *20*, (1963).
8. Oldham, C.H.G., B.D., Sutherland, *Orthogonal polynomials: their use in estimating the regional effect.* Geophysics, **XX**, *2*, (1955).
9. Plăcinteanu, I. I., *Teoria erorilor de măsurare și metoda celor mai mici pătrate*, Edit. tehnică, București, 1957.
10. Rîjic, I. M., Gradștein, I.S., *Tabele de integrale, sume, serii și produse.* Edit. tehnică, București, 1955.
11. Swartz, Ch. A., *Some geometrical properties of residual maps.* Geophysics, **XIX**, *1*, (1954).
12. Worthing, A. G., Geffner, J., *Prelucrarea datelor experimentale*, Edit. tehnică, București, 1959.

VARIAȚIA SECULARĂ A ELEMENTELOR GEOMAGNETICE ÎN ARDEAL ȘI BANAT ÎN PERIOADA ANILOR 1848—1968[1])

DE

ACADEMICIAN G. ATANASIU

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

1. Lucrările de magnetism terestru pe care le-am făcut în Ardeal și Banat, mai întîi singur, sau cu ajutoare sporadice și benevole, între anii 1936—1951 [1], [2] și pe urmă în colaborare cu cercetători din cadrul Academiei Republicii Socialiste România (1951—1967), [3], [4], [5], se întind pe o perioadă de peste 30 de ani.

În intervalul 1936—1957 măsurătorile componentei orizontale s-au făcut cu teodolitul magnetic prin metoda Gauss-Lamont, care ne-a permis, pe teren, o precizie de $\pm 20-30\gamma$. În ultimii 10 ani, 1958—1968, determinările au fost efectuate cu magnetometrele QHM și HTM cu care am obținut o precizie mult mai mare, de ordinul $\pm 1\gamma$, dar micșorată la $\pm 2-3\ \gamma$ prin corecția variației diurne.

Aproape toate cele peste 300 de stațiuni magnetice absolute pe care le avem măsurate pînă acum în Ardeal și Banat au fost remăsurate în anii 1958—1968 și cu magnetometrele QHM și HTM. Măsurătorile mai vechi ne servesc însă foarte bine pentru deducerea variației seculare, în multe stațiuni, cum vom vedea mai departe. Stațiunile utilizate la determinarea variației seculare pentru perioada actuală (după anul 1958) vor fi remăsurate la fiecare 2 ani.

2. Măsurătorile cele mai vechi din Ardeal sînt acelea de declinație făcute la Baia Mare și publicate de *Chr. Hansteen* [6]. Acestea ne dau valori ale lui *D* începînd din anul 1785. Lucrări sistematice încep însă cu acelea ale lui *K. Kreil* [7], în anul 1948; ele se raportează la 11 stațiuni din Ardeal și Banat: Baia-Mare, Cluj, Tg. Mureș, Sibiu, Alba-Iulia, Sighișoara, Făgăraș, Oradea, Timișoara, Caransebeș și Orșova.

---

[1]) Apare și în „Revue Roumaine de Géologie—Géophysique—Géographie, Série Géophysique, **12**, *2* (1968).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM 6, NR. 2, P. 173—191, BUCUREȘTI, 1968

O parte dintre aceste staţiuni au fost remăsurate de *G. Schenzl* [8] în 1864 şi de *Ig. Kurländer* [9] în 1892 — 1894. *J. Liznar* [10] a dat valorile pentru anul 1890 a staţiunilor măsurate de Kurländer.

În anii 1936—1939 acad. *Şt. Procopiu* şi colaboratorii săi [11], [12], [13], [14] au remăsurat 8 dintre staţiunile reţelei Kreil, iar *G. Barta* [15] a măsurat, în anul 1943, componenta orizontală şi înclinaţia în 3 staţiuni ale aceleiaşi reţele.

Despre aceste măsurători mai vechi am relatat în lucrările noastre anterioare, de exemplu [1], [2]. În afară de literatura mai sus menţionată am mai utilizat, pentru deducerea variaţiei seculare recente, şi lucrarea lui G. Barta [16], în care sînt rediscutate valorile date de autorii Kreil, Schenzl şi Kurländer. Pentru cunoaşterea variaţiei seculare (v.s.) în ţările apropiate nouă, am consultat şi lucrările autorilor : *H. Bolz* şi *H. Kautzleben* [17]; *H. Kautzleben* şi *A. Wallner* [18]; *V. Bucha* [19], [20]; *J. Bouška, V. Bucha* şi *A. Koči* [21].

3. *Poziţia geografică a staţiunilor la diferite epoci de măsurare.* În cursul lucrărilor noastre din anii 1936—1951 [1], [2], am fost nevoiţi a schimba locul staţiunilor celor mai vechi, măsurate în trecut de Kreil, Schenzl şi Kurländer. Majoritatea staţiunilor erau perturbate magnetic de desvoltarea oraşelor şi ca urmare, a trebuit să căutăm pentru noile măsurători, locuri neperturbate, la distanţe cît mai mici de vechile staţiuni.

După anul 1951 au fost necesare noi schimbări de poziţie pentru unele staţiuni măsurate de noi în cursul anilor 1951—1967 ca de exemplu : Tg. Mureş, Sibiu, Sighişoara, Braşov, Făgăraş, Luduş, Reghin, Cristurul Secuiesc, Turda ş.a. Faţă de poziţia cea mai veche a unora dintre staţiuni, schimbările au atins cîţiva km, ceea ce ar putea falsifica deducerile privind variaţia seculară atunci cînd noua staţiune ar fi situată pe o anomalie magnetică de mică întindere. Pentru a evita aceasta s-a verificat totdeauna, cu ajutorul variometrelor, lipsa de anomalii magnetice pe terenul din jurul staţiunilor.

VARIAŢIILE SECULARE

4. *Componenta orizontală.* În tabela 1 sînt date valorile H în diverse staţiuni, în ani diferiţi, valori de care ne-am servit pentru a deduce variaţia seculară. Valorile sînt luate din lucrările citate în bibliografie şi sînt rotunjite la 4 cifre semnificative. Au fost omise unele valori din trecut (1850—1890) necorespunzătoare.

Tabela 1 arată că se pot trasa curbe de variaţie seculară, pentru H, în perioada anilor 1850—1960 pentru următoarele staţiuni : *Baia Mare, Cluj, Tg. Mureş, Sighişoara, Alba-Iulia, Sibiu* şi parţial pentru *Orşova*. Curbele sînt date în figura 1.

Pentru componenta orizontală, ca şi pentru celelalte elemente geomagnetice se remarcă lipsa de determinări magnetice între anii 1890—1936, adică o lacună de 46 de ani. Pentru acest interval am desenat curbele întrerupt.

La observatoarele magnetice din Europa Centrală în care s-au făcut determinări în acest interval de timp, partea corespunzătoare a

curbelor componentei orizontale arată o scădere continuă, aproape liniară, de unde deducem că interpolarea făcută de noi nu se depărtează sensibil de curbele reale; rămîne în discuție numai faptul dacă maximul lui H s-a produs, în Ardeal, la Cluj, la 1890 sau cîțiva ani mai tîrziu.

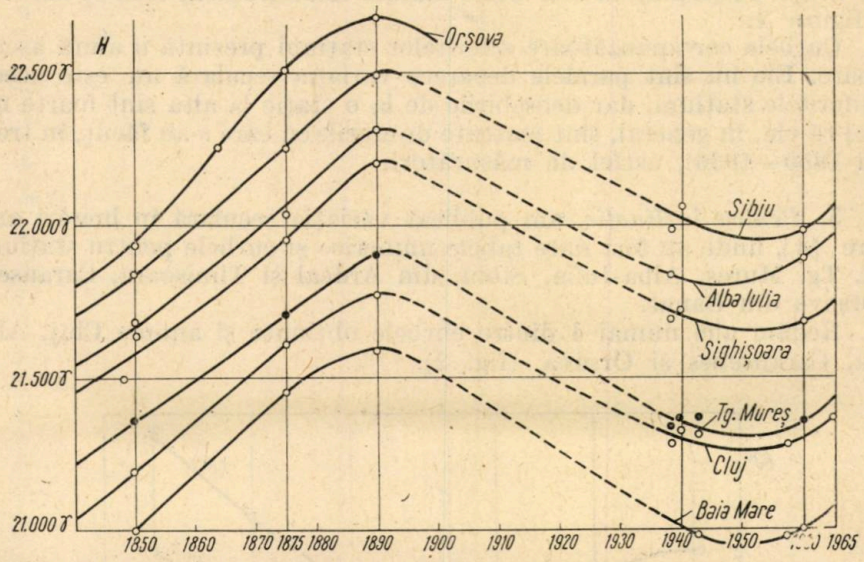


Fig. 1. — Variația seculară a componentei orizontale în Ardeal și Banat.

Tabela 1

Valorile componentei orizontale de la 1850—1960 exprimate în zeci de γ (10^{-4} Oe)

Stațiunea / anii	1850	1875	1890	1938,5	1940,5	1943	1957,5	1960
Baia Mare	2100	2145	2159	—	2113	2097	2097	2100
Cluj A.P.	2119	2161	2177	2128	2132	2130	2126	2129
Tg. Mureș	2136	2171	2191	2134	2146	2136	—	2134
Sighișoara	2159*)	2196	2221	2169	2171	—	—	2167 II
Alba Iulia	2169	2204	2230	2183	—	—	—	2191
Sibiu	2185	2225	2250*)	2199	2206	—	—	2198[1])
Orșova[2])	2194	2251	2270	—	—	—	—	2242

*) valori corectate
[1]) Șelimbăr
[2]) Orșova 1864 $H = 2226$

Cum se vede pe figura 1, curbele H corespunzătoare stațiunilor Cluj și Tg. Mureș sînt determinate prin cel mai mare număr de puncte. La anii 1940—43 aceste curbe prezentau un maxim secundar de mică

amploare. Aceasta s-ar explica prin valorile de bază diferite care au servit la etalonarea aparatelor cu care s-au făcut determinările. Astfel dacă am lua în considerare că valorile date de noi pentru H sînt cu 30γ mai mici decît cele date de G. Barta şi de asemeni ceva mai mici decît acelea date de Şt. Procopiu, atunci acest maxim se atenuează, ceea ce am făcut în figura 1.

Curbele corespunzătoare diferitelor staţiuni prezintă o alură asemănătoare. Ele nu sînt paralele deoarece variaţia seculară nu este aceeaşi în diferitele staţiuni, dar deosebirile de la o staţie la alta sînt foarte mici astfel că ele, în general, sînt mascate de erorile cu care s-au făcut, în trecut (anii 1850—1936), astfel de măsurători.

5. *Pentru înclinaţie*, am publicat variaţia seculară în lucrări anterioare [4], unde au fost date tabele numerice şi curbele pentru staţiunile Cluj, Tg. Mureş, Alba-Iulia, Sibiu, din Ardeal şi Timişoara, Caransebeş şi Orşova din Banat.

Redăm aici numai 4 dintre curbele obţinute şi anume Cluj, Alba-Iulia, Caransebeş şi Orşova (fig. 2).

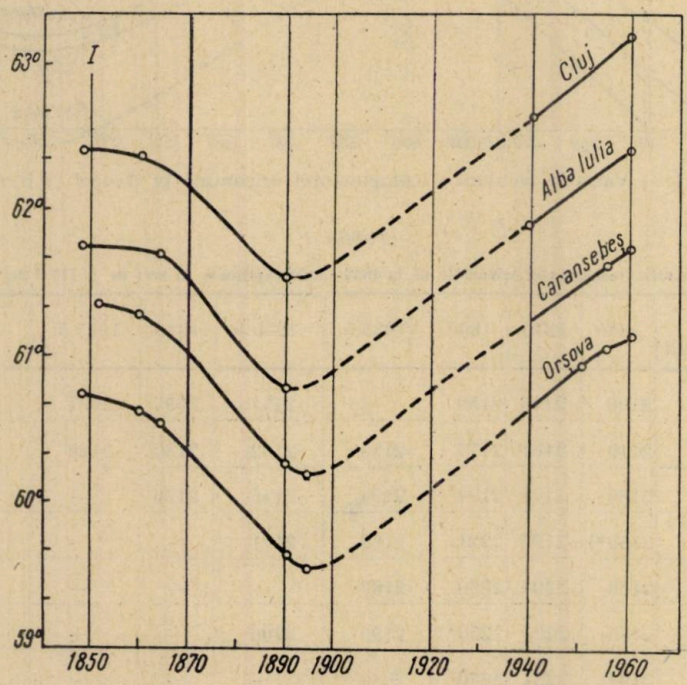


Fig. 2. — Variaţia seculară a înclinaţiei în Ardeal şi Banat.

Apropiind curbele de variaţie seculară ale înclinaţiei de acelea pentru componenta orizontală observăm că ele sînt calitativ complementare. În timp ce înclinaţia scade în mod continuu pentru a prezenta un *minim* în jurul anilor 1890—1900 iar mai departe creşte în mod continuu, componenta orizontală creşte începînd din anul 1850 pentru a prezenta

un *maxim* în jurul aceloraşi ani 1890—1900 şi apoi scade pînă în 1950 cînd prezintă un minim, iar mai departe creşte pînă în 1965. În general, curbele de variaţie seculară ale elementelor H sau I în diferite staţiuni prezintă o alură sensibil asemănătoare cu toate că în trecut se puteau face erori însemnate la măsurarea elementelor H şi I. Stim că pentru aceste lucrări, variaţia diurnă şi accidentală era corectată cu înregistrări obţinute la observatoare foarte depărtate de Ardeal, ceea ce a putut introduce erori sensibile. Alte erori provin din cauza schimbării locului unei staţiuni pentru măsurători din ani diferiţi.

Urmează cîteva exemple care arată cu ce aproximaţie se pot utiliza determinările vechi ale componentelor orizontale pentru calcularea variaţiei seculare.

Astfel, utilizînd valorile date în trecut pentru H la 1850 (H_1), 1875 (H_2) şi 1890 (H_3) în staţiunile Baia Mare, Cluj, Tg. Mureş, Alba-Iulia şi Sibiu, alcătuim tabela 2.

Tabela 2

Variaţia seculară a componentei H în anii 1850 (H_1)—1890 (H_3) şi 1875 (H_2)—1890 (H_3)

Staţiunea	(H_3-H_1)	Media	(H_3-H_2)	Media
Baia Mare	590 γ		140γ	
Cluj	580	573	160	166
Tg. Mureş	550	14,3γ/a	200	
Alba Iulia	610	630	260	255
Sibiu	650	15,7γ/a	250	
	Media 15γ/a		14γ/a	

Tabela 2 arată erorile care afectau în trecut măsurătorile de componente orizontale pentru perioada 1850—1890; trei dintre staţiuni dau valori oarecum concordante pentru (H_3-H_1) cu o medie $H_m = 573$ γ, iar alte două au valori mai mari, cu o medie de 630 γ; aceasta arată erori de $\pm$ 50 γ, faţă de media generală de 596γ, adică erori de $\pm 8{,}4\%$. Valori necorespunzătoare în ani diferiţi, provin cum am spus mai înainte, din erorile de măsurare, din corectarea aproximativă a variaţiei diurne şi de furtună şi din schimbarea locului staţiunilor. Dar erori de cîteva zeci de γ se atenuează la calculul variaţiei seculare pe o perioadă mai lungă, de cîteva zeci de ani, cum am văzut în discutarea tabelei 2.

În rare cazuri a fost necesar să corectăm unele erori mai mari, evidente, ca de exemplu valoarea componentei orizontale pentru anul 1890 la Sibiu; pentru anii 1848 şi 1850 la Sighişoara ş.a.

În ce priveşte variaţia seculară a înclinaţiei în Ardeal şi Banat, aceasta am discutat-o în lucrările [4] [2])

[2]) Partea I şi a II-a.

6. *Variația seculară a componentei verticale Z și a cîmpului total F.* Odată cunoscute valorile pentru H și I, în diferite stațiuni și la ani diferiți din perioada 1850—1965, putem calcula componenta verticală Z și cîmpul total F în funcție de H și I cu ajutorul relațiilor :

$$Z = H \operatorname{tg} I \tag{1}$$

și

$$F = \frac{H}{\cos I}. \tag{2}$$

De variometre magnetice BMZ, pentru măsurători directe ale componentei verticale față de o stație de bază (observator), am dispus numai începînd din anul 1959. Variometre QHM, pentru componenta H, am utilizat numai din anul 1958. Pentru aceste motive valorile lui Z le-am calculat cu ajutorul relației (1) nu numai pentru perioada 1850—1936, dar și în perioada 1936 (cînd au început determinările noastre în Ardeal) — 1958. Aceasta face ca valorile pe care le calculăm pentru Z și F să fie afectate de erorile făcute la măsurarea elemntelor H și I.

Procedînd în felul acesta am obținut, pentru stațiunea Cluj, valorile Z și F înscrise în tabela 3.

Tabela 3

Valorile componentei verticale Z ale cîmpului total F și ale constantei G în anii 1848—1965, la Cluj, în 10^4 și 10^5 Oe

Anii	Z	F	G
1848	4046	4566	2927
1850	4050	4571	2931
1860	4077	4602	2952
1864	4087	4615	2963
1870	4075	4609	2956
1880	4044	4588	29638
1890	4020	4571	29631
1900	4036	4582	29633
1910	4060	4599	29634
1920	4077	4608	29613
1930	4095	4620	29603
1940	4116	4634	29618
1950	4155	4667	29718
1960	4216	4723	29960
1965	4232	4741	30066

Cu ajutorul valorilor date în tabela 3 am trasat curbele de variație seculară pentru Z și F la Cluj între anii 1850—1965 (fig. 3).

Valorile astfel *calculate* pentru Z și F depind, cum am arătat mai sus, de valorile măsurate H și I cu erorile corespunzătoare. Începînd din anul 1959 noi am făcut determinări directe ale componentei Z cu ajutorul

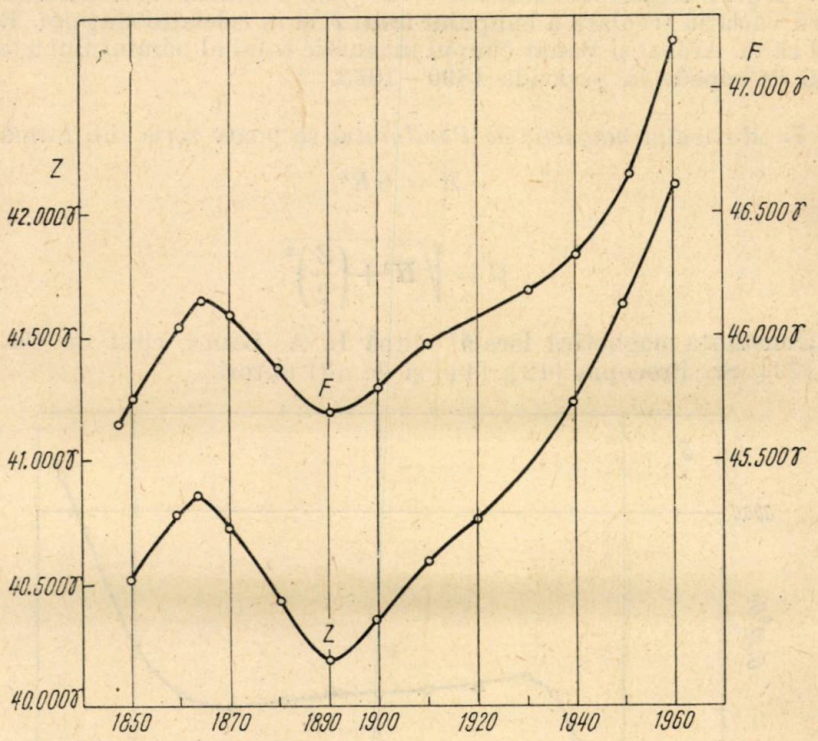


Fig. 3*a*. — Variația seculară a elementelor Z și F la Cluj.

variometrelor BMZ, măsurători pe care le-am extins, pe urmă, la un mare număr de stațiuni. Rezultatele astfel obținute direct prin măsuri cu variometrele, fiind comparate cu valorile calculate în funcție de H și I, ne-au dat rezultate satisfăcătoare. Astfel, prin măsurători directe cu variometrul BMZ, am obținut Z cu o eroare de $\pm 2—3\ \gamma$; pe cînd prin aplicarea relației $Z = H\ tg\ I$, unde am utilizat valorile H măsurate cu variometrul QHM (cu eroare $\pm 2—3\ \gamma$) și I cu inductorul terestru (eroare 0′, 4), am obținut valorile componentei Z cu o eroare de $\approx \pm 9\gamma$.

Fiecare curbă este determinată prin 13—15 puncte. O parte dintre valorile care au servit în aceste calcule sînt luate de pe curbele de variație seculară ale elementelor H și I pentru anii intermediari acelora în care s-au făcut determinări pe teren.

Componenta verticală Z (fig. 3) prezintă un maxim la anul 1864, un minim la 1890 și apoi o creștere continuă pînă astăzi. Creșterea este mai puțin rapidă între anii 1890—1937 (13γ/an) pentru a deveni apoi, între anii 1937—1960, mult mai rapidă cu $\Delta Z \approx 48\ \gamma$/an.

Cîmpul total F (fig. 3) prezintă o curbă de variaţie seculară cu aceiaşi alură ca şi curba Z, anume un maxim la anul 1864 şi un minim la 1890, dar acestea sînt mai atenuate ca la componenta verticală. Începînd de la 1937 curba de variaţie seculară a cîmpului total F este aproape paralelă cu acea a componentei verticale Z şi arată deci, pentru intervalul 1937—1960, o creştere anuală $\Delta Z = 48\ \gamma$/an. Obţinem curbe asemănătoare pentru variaţia seculară a cîmpului total F şi în celelalte staţiuni. Rezultă astfel că în Ardeal şi Banat cîmpul magnetic total al pămîntului a crescut destul de repede în perioada 1890—1965.

7. *Momentul magnetic al Pămîntului* se poate scrie sub forma

$$M = GR^3, \tag{3}$$

unde

$$G = \sqrt{H^2 + \left(\frac{Z}{2}\right)^2} \tag{4}$$

este „constanta magnetică locală" după L. A. Bauer, citat de Ch. Maurain [22], St. Procopiu [12], [14] şi de alţi autori.

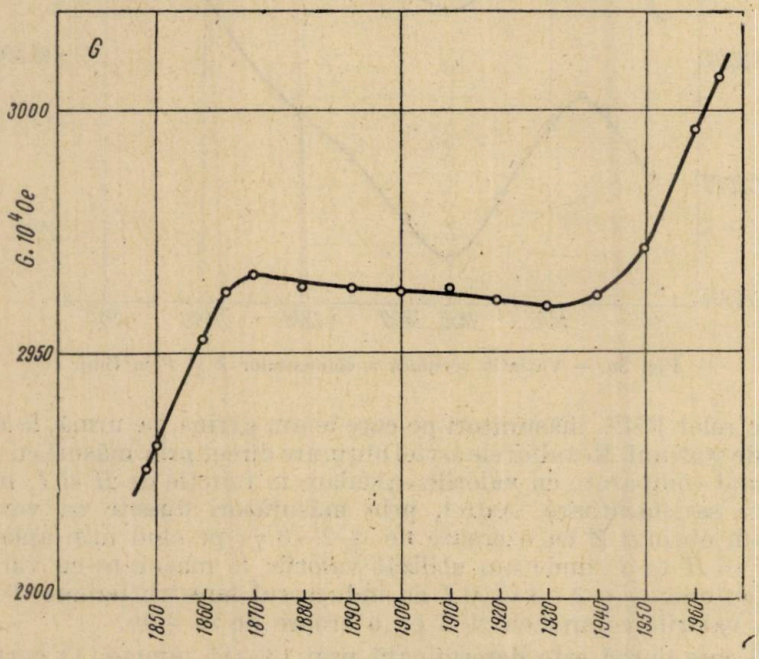


Fig. 3*b*. — Variaţia seculară a constantei G la Cluj.

Cu valorile determinate de noi, tabela 3 şi figura 3 *b*, vedem că valoarea lui G, la Cluj, a crescut repede între anii 1848—1870 apoi a scăzut foarte lent, prezentînd un minim la 1930, iar după 1940 a crescut, din nou, foarte repede ca rezultat a valorilor crescătoare ale elementelor H şi Z în perioada 1950—1965.

Data la care s-a produs acest minim al momentului magnetic, la Cluj, este comparabilă cu datele înregistrate la observatoarele din emisfera nordică care au o latitudine apropiată de acea a Clujului, $\varphi = 46° 46'$. Așa de exemplu la observatoarele Wienauhof, Fürstenfeldbruck, Chambon la Forêt, Nantes, stațiunea Iași. La toate aceste observatoare și stațiuni creșterea mărimii G începe între anii 1926 și 1932 ; la Iași creșterea începe în anul 1932 [13].

Calculînd momentul magnetic cu valoarea G din anul 1960 la Cluj, $G = 0{,}2996$, găsim :

$$M = GR^3 = 0{,}3\ (6{,}37.10^8)^3 = 0{,}3.25{,}85.10^{25} = 7{,}75.10^{25}\ \text{Oe.cm}^3.$$

Făcînd calculul constantei G pentru 12 stațiuni din Ardeal și Banat, la anul 1960,0 obținem în medie $G = 0{,}3007$, ceea ce ne dă pentru momentul magnetic al Pămîntului aproape aceeași valoare ca acea obținută numai cu stația Cluj ; pe cînd rezultatul obținut luînd valori de la un mare număr de observatoare din ambele emisfere ale Pămîntului este $M = 8{,}0.10^{25}$ Oe.cm^3 la anul 1940 (13). Dacă am calcula pe M cu valoarea G de la Cluj, pentru anul 1940, am găsi o valoare prea mică, deoarece anul 1940 este în apropierea minimului constantei G. Astăzi însă (1968) creșterea elementelor H și Z este mult mai mică decît în epoca precedentă (1950—1960) și panta curbelor $H-t$ și $Z-t$ devine din ce în ce mai mică. Valorile lui H și probabil și ale lui Z tind spre un maximum, după atingerea căruia, valoarea lui G va scădea.

Pentru a găsi o concluzie valabilă pentru întregul Pămînt, trebuie utilizate valori pentru regiuni diferite de pe toată fața Pămîntului. O astfel de lucrare a fost făcută de acad. Șt. Procopiu care a luat în considerare variația lui G într-un număr de 39 observatoare de pe fața Pămîntului [13]. În felul acesta a găsit că între anii 1932—1940 momentul magnetic al Pămîntului a crescut, avînd valoarea $8{,}0.10^{25}$ Oe.cm^3.

În alte lucrări, de exemplu V. P. Orlov [23], se arată că *în epoca actuală* (1965), pentru Pămîntul luat în întregime, *intensitatea cîmpului magnetic total* este în descreștere.

3. *Variația secular a declinației magnetice.* În stațiunile care ne-au servit la determinarea variației seculare a elementelor H și I între anii 1850—1965, s-au făcut și măsurători ale declinației ceea ce permite a trasa curbele de variație secular cu ajutorul valorilor din tabela 4.

S-au trasat astfel curbele de variație secular (fig. 4) pentru stațiunile Cluj, Sibiu și Oradea. Curbele altor stațiuni din Ardeal și Banat se intersectează ceea ce provine probabil din cauză că la măsurătorile mai vechi, din anii 1848—1890, precizia nu a fost destul de bună ; erori de cîteva minute, în plus sau în minus, au fost frecvente pentru motivele arătate mai înainte. Presupunerea că aceste forme ale curbelor s-ar datora variației seculare deosebite în diversele stațiuni, de unde ar rezulta o alură diferită a curbelor $D = f(t)$, ar fi de asemenea de luat în considerare deoarece variația secular a declinației la o anumită epocă, este diferită în diversele stațiuni de pe teritoriul Ardealului.

Curbele din figura 4 arată clar variația continuă a declinației cu deplasarea izogonelor către vest. Pe la anii 1890—94, cînd se produce

minimul lui I şi maximul lui H, curba variaţiei seculare a declinaţiei arată o uşoară creştere a pantei sale. La Cluj deplasarea către Vest este de 6′/an în perioada 1850—1890; de 7′,4/an în perioada 1890—1940; iar în anii 1940—1960 este numai de 5′/an pentru a deveni mult mai mică în *perioada*

Tabela 4

Variaţia seculară a declinaţiei în Ardeal

Anul şi autorul / Staţiunea		Cluj	Sibiu	Oradea
1850	K. Kreil	9°54′,4 W	9°32′,6 W	10°54′,3
1864	Schenzl	8 9,8	7 53,0	8 55,4
1875		7 5 W	6 46 W	7 51 W
1890	Kurländer	5 58,2	5 47,4	6 36,8
1938,5	G. Atanasiu	0	1,7W 0 13,0 E	—
1940,5	Şt. Procopiu	0 13,1 E	0 21,0	—
1941,5	G. Atanasiu	0 22,3 E	0 37,0 E	
1943	G. Barta	0 24	—	—
1955,5	G. Atanasiu şi colab.	1 45,0	—	1 5,7 E
1960,0	„ „	1 48,3	1 53,2	1 14,6
1964,5	„ „	1 59,8	2 4,3	—

1958—1965 şi anume de 2′,2/an. Pentru întreg Ardealul variaţia medie, în această ultimă perioadă, este de ≈ 2′,4/an [24]. O ramură a izogonei de 0° (linia agonică) a trecut pe la Cluj în anul 1938 [2].

9. *Se poate stabili o periodicitate de valoare medie, a variaţiei seculare în Ardeal şi Banat?* Privind curbele trasate de noi pentru variaţia seculară a elementelor H, I, Z, F şi D, între anii 1850—1965, deducem următoarele:

La componenta H, între maximul 1890—95 şi minimul de la 1950 este un interval de ≈ 55 ani.

La înclinaţie, între maximul de la 1850 şi minimul de la 1890—95, un interval de 45 ani.

La componenta verticală Z între minimul de la 1890—95 şi schimbarea pantei curbei variaţiei seculare la 1940, un interval de 45—50 de ani.

La cîmpul total F, aceeaşi observaţie.

La declinaţie, între cele 2 schimbări ale pantei curbei de variaţie seculară de la 1894 şi de la 1936, un interval de 42 de ani.

Astfel că, la diferitele elemente magnetice pentru care am trasat curbe de variație seculară între anii 1850—1965, observăm modificări în variația seculară la un interval de 47—48 de ani. Un interval mai scurt, anume de 26—30 de ani, observăm între maximele și minimele compo-

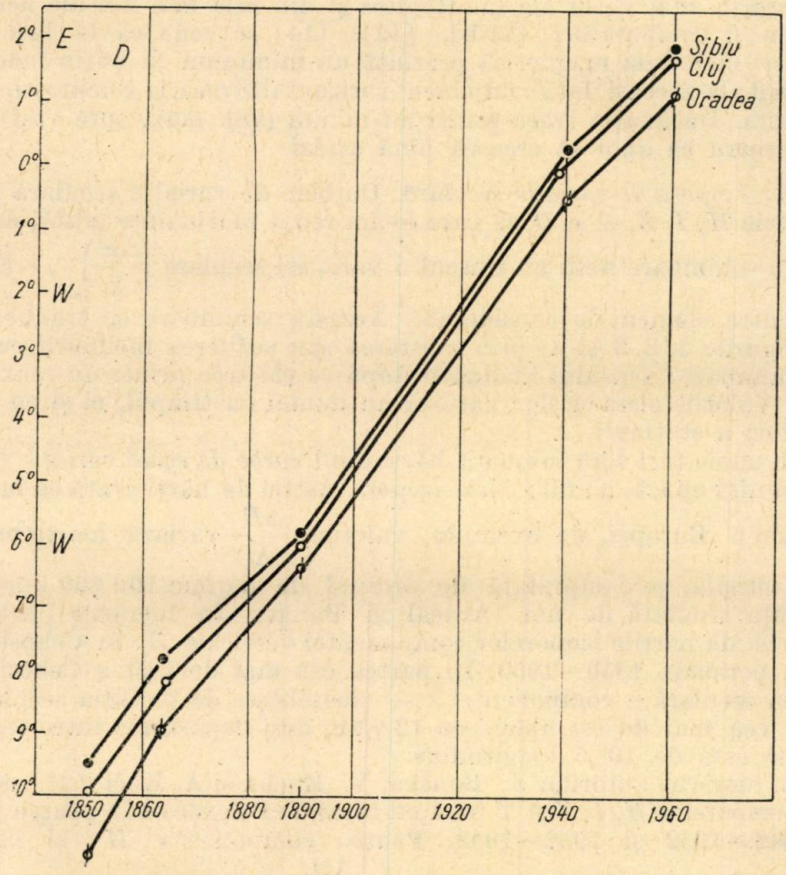


Fig. 4. — Variația seculară a declinației în Ardeal și Banat.

nentei Z de la 1864 și 1890—94; tot așa între schimbarea pantei curbei de declinație la aceeași ani. Toate acestea sînt deduse cu gradul de aproximație caracteristic lucrărilor vechi de geomagnetism din Ardeal și Banat.

Despre aceste variații nu putem preciza dacă au, sau nu, caracter periodic deoarece intervalul de timp de 115 ani — între 1850 și 1965 — nu este destul de lung pentru aceasta. Niciunul dintre maximele sau minimele indicate de curbele date de noi nu se repetă în intervalul studiat. Variațiile observate, la interval de $\approx$ 47 de ani, la toate elementele geomagnetice pot fi variații seculare periodice sau nu, care intervin peste ciclul de variație seculară de lungă durată, $\approx$ 500 de ani, a magnetismului terestru, ciclu care probabil se manifestă și în regiunea studiată de noi.

Mai departe semnalăm că G. Barta [25 a] și [25b] a presupus o variație seculară a elementelor geomagnetice cu o perioadă de 40—50 de ani, din cauza deplasării nucleului central al Pămîntului.

10. *Variația seculară a elementelor H, I și D la București și la Iași.* Din lucrările mai vechi ale lui Hepites și din cele mai noi ale acad. Șt. Procopiu și colaboratori [11 b], [12], [14] se vede că la Iași și la București înclinația magnetică prezintă un minimum cu puțin înainte de anul 1900; la aceeași dată componenta orizontală trece, la București, printr-un maxim. Declinația trece printr-un minim (val. max. spre vest) pe la 1800, pentru ca apoi să crească pînă astăzi.

11. *Izopore de variație seculară.* Curbele de variație seculară pentru elementele H, I, Z, F și D pe care le-am redat mai înainte arată, cum am văzut, o schimbare netă cu timpul a variației seculare $\left(\frac{\Delta E}{\Delta t}\right)_{an}$, E fiind unul dintre elementele considerate. Această schimbare se traduce, cum arată figurile 1, 2, 3 și 4, prin creșterea sau scăderea înclinării curbelor, prin schimbarea sensului înclinării după ce ele trec printr-un maxim sau minim. Valorile elementelor variază nu numai cu timpul, ci și cu poziția geografică a stațiunii.

În unele țări s-au întocmit hărți dînd *curbe de egală variație seculară* la o anumită epocă, numite *curbe izopore*. Astfel de hărți arată că în partea de mijloc a Europei, de exemplu, valorile $\frac{\Delta E}{\Delta t}$ variază foarte puțin, la epoca actuală, pe o suprafață de ordinul de mărime 100 000 km² cum e suprafața studiată de noi (Ardeal și Banat). În lucrările [19], [20], V. Bucha dă hărțile izoporelor componentei verticale Z, în Cehoslovacia, pentru perioada 1850—1950. În partea cea mai de vest a Cehoslovaciei variația seculară a componentei Z se deosebește de variația seculară din partea cea mai de est numai cu 12 γ/an, deși depărtarea între stațiunile extreme este de 10°,5 longitudine.

În lucrarea autorilor J. Bouška, V. Bucha și A. Koči [21] sînt date hărțile izoporelor H, I, Z și T (cîmpul total) în Cehoslovacia pentru perioadele 1946—1952 și 1952—1958. Pentru componenta H și perioada anilor 1946—1958 valorile extreme ale $\frac{\Delta H}{\Delta t}$ sînt 6 γ/an în nordul țării și 10 γ/an în sud. Concluzii asemănătoare deducem din lucrarea H. Kautzleben și A. Wallner (18) referitoare la Europa pentru epoca 1950—1960.

Cum se vede, valorile $\frac{\Delta E}{\Delta t}$ pentru Europa Centrală sînt foarte mici; ele variază și cu timpul și cu poziția geografică a stațiunilor.

Pentru țara noastră autorii L. Constantinescu și V. Șteflea au făcut o încercare de determinare a curbelor magnetice izopore pentru epoca 1955, 0 [26]. Aceasta nu este deocamdată decît o schițare, în primă aproximare, a repartiției geografice a variației seculare a elementelor geomagnetice pe teritoriul țării noastre. Pentru teritoriul studiat de noi, componenta H ar fi variat, în epoca 1955, cu −10 γ/an în nordul și cu 0γ/an în SE Ardealului; iar declinația cu +5′, 5/an în NV și cu 4′,5/an în SE Ardealului.

Toate acestea arată valorile mici ale schimbării variației seculare pe teritoriul studiat de noi, de unde rezultă că determinarea lor cere măsurători foarte precise, repetate la perioade de timp de cîțiva ani, în anumite stațiuni alese ca „stațiuni de variație seculară". O astfel de lucrare este începută de colectivul de magnetism regional al Centrului de cercetări geofizice al Academiei Republicii Socialiste România și se va dezvolta, în continuare, în anii viitori.

12. *Compararea variației seculare din țara noastră cu cea din Ungaria și din sud-vestul Uniunii Sovietice.* Pentru a compara variațiile seculare din țara noastră cu acelea din țările vecine am prezentat în figurile 5, 6 și 7, variațiile seculare ale elementelor *D*, *H* și *I* la *Cluj*, *Budakész* [27] și *Odesa* [28], care au coordonatele geografice următoare:

Diferențele extreme între coordonatele geografice ale stațiunilor considerate sînt: pentru φ, Cluj — Budakész $\Delta\varphi = 45',8$; iar pentru λ, Stefanovka — Budakész $\Delta\lambda \approx 21°$.

Tabela 5

	φN	λEGr
Cluj A.P.	46° 45′,6	23° 32′,7
Stefanovka	46 47	30 54
Budakész	47 31,4	18 53,8

Pentru declinație, figura 5 arată că variațiile declinației, între anii 1870—1960, la Cluj și Budakész, sînt foarte asemănătoare; același lucru, între anii 1890—1960 la Cluj și Odesa. După aceste curbe rezultă, astfel cum am aratat mai înainte, că deplasarea spre vest a liniilor izogone la Cluj, a fost următoarea:

1850—1890 6′/an; 1890—1940 7′,4/an; 1940—1960 5′/an.

Stațiunile Budakész și Stefanovka sînt distanțate cu $\approx 12°$ de longitudine. Faptul că variația seculară este aproximativ aceeași pentru stațiuni atît de depărtate (cca. 900 km) denotă adîncimea relativ mare la care se află fenomenele care provoacă această variație seculară. Figura 6 arată variația seculară a componentei orizontale în cele 3 stațiuni alese.

Figura 7 dă variația seculară a înclinației în stațiunile Cluj, Budakész și Odesa.

Pentru compararea curbelor de variații seculare date de noi în intervalul 1935—1955 cu acelea obținute în diferite observatoare din Europa, se poate consulta și lucrarea autorilor H. Bolz și H. Kautzleben (17), p. 108, figura 1.

13. *Scurtă privire asupra originii și variației seculare a cîmpului geomagnetic principal.* Am prezentat în această lucrare variația seculară, în Ardeal și Banat, a elementelor magnetice *H*, *I*, *Z*, *F* și *D* pentru o perioadă de 115 ani. Am găsit, pentru curbele de variație seculară a unui anumit element magnetic, că ele prezintă o alură asemănătoare pentru toate stațiunile pe care le-am măsurat în Ardeal și Banat, deci pentru o suprafață de 1000 000 km². Distanța dintre stațiunile cele mai depărtate fiind de cîteva sute de km în linie dreaptă. Compararea cu variațiile seculare ale elementelor magnetice din țările vecine, expuse mai sus, arată de asemenea aceiași alură a curbelor. Aceste rezultate ne permit a deduce că: *fenomenele fizice care produc cîmpul magnetic principal al pămîntului, cu*

variația seculară, se află la mare adîncime ceea ce este în acord cu cercetările cele mai noi. După lucrări recente fenomenele fizice care produc cîmpul geomagnetic principal au loc la limita dintre mantaua Pămîntului și nucleul său, adică la o adîncime de $\approx$ 2900 km. Bineînțeles că la această

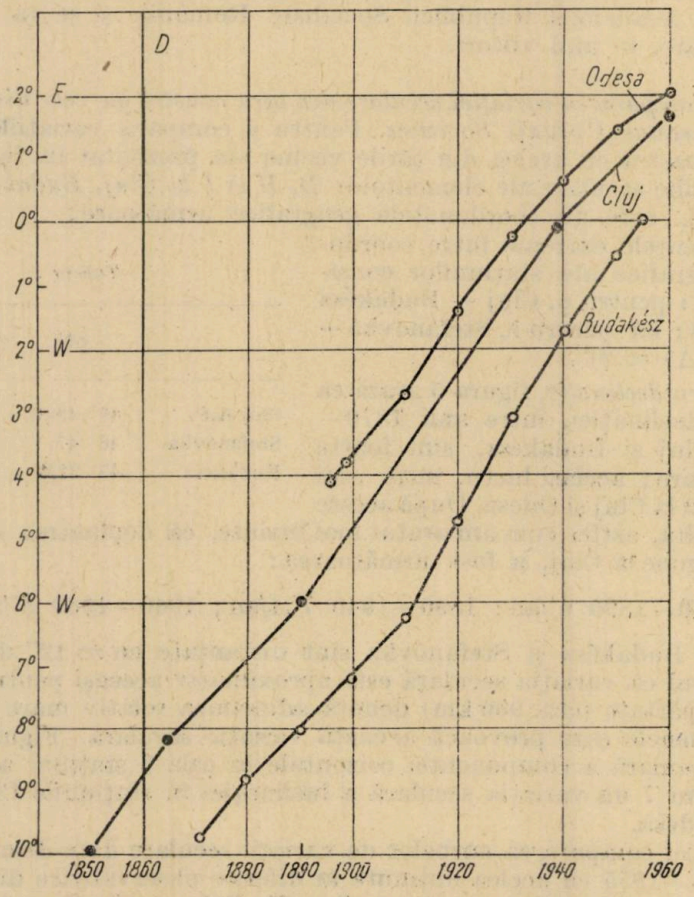


Fig. 5. — Variația seculară a declinației la Cluj, Budakész și Odesa.

adîncime, unde temperatura depășește cîteva mii de grade (4000 — 5000°C), nu poate fi vorba de fenomene feromagnetice ; cauzele care produc partea principală a magnetismului terestru, sînt curenți electrici de convecție care circulă în masa topită a nucleului la acea adîncime. S-au emis diferite ipoteze în legătură cu polarizarea electrică a materiei și curenții de convecție termică, la limita dintre nucleul și mantaua globului terestru. În unele lucrări asupra dinamicii sîmburelui Pămîntului, ca de exemplu în cele ale autorilor W. M. Elsasser [29] și E.C. Bullard [30], se ajunge la concluzia că în nucleu se află un gradient termic suficient pentru a produce curenți de convecție termică. Astfel de curenți sînt posibili deoarece nucleul Pămîntului este o masă metalică topită cu o viscozitate relativ mică.

Datorită marii conductibilități electrice a lichidului care formează sîmburele, mișcarea lichidului, într-un cîmp magnetic apărut întîmplător, este însoțită de întărirea acestui cîmp printr-un fenomen asemănător cu autoexcitarea dinamului.

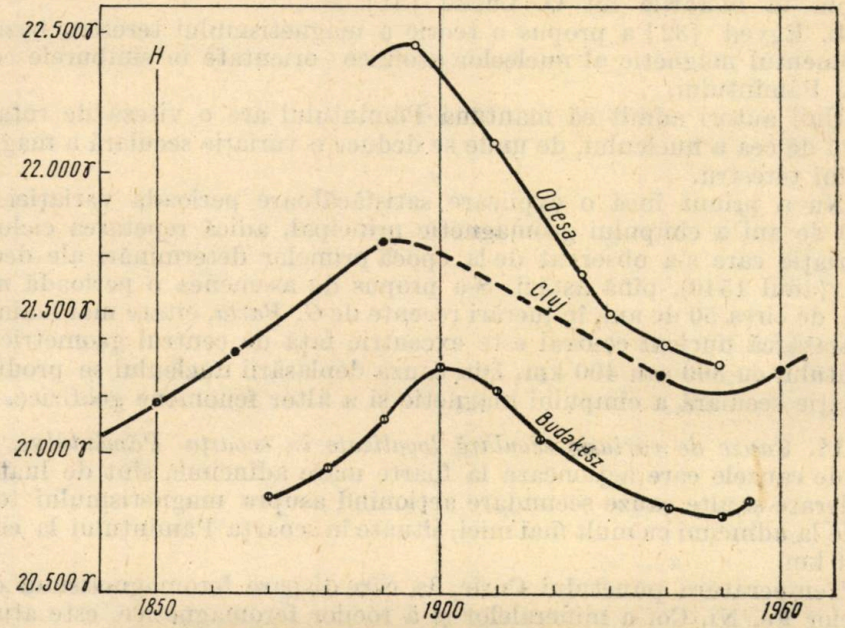


Fig. 6. — Variația seculară a componentei orizontale la Cluj, Budakész și Odesa.

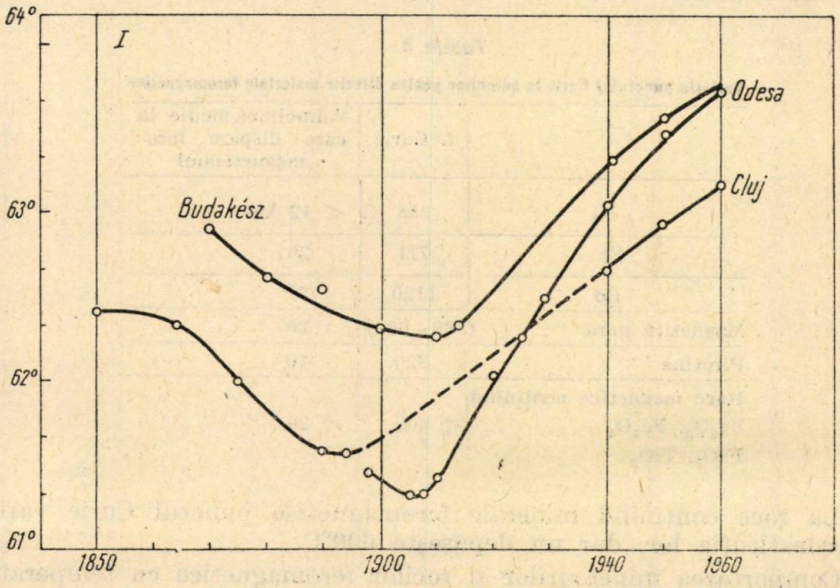


Fig. 7. — Variația seculară a înclinației la Cluj, Budakész și Odesa.

Teorii asemănătoare au fost susținute și de alți fizicieni. Astăzi se admite că explicarea valabilă a magnetismului terestru va fi dată de dinamica lichidelor bune conducătoare de electricitate, studiate în cîmp magnetic (magnetohidrodinamica). Acest punct de vedere este dezvoltat de exemplu în lucrările lui O. Lucke [31].

L. Egyed [32] a propus o teorie a magnetismului terestru bazată pe momentul magnetic al nucleelor atomice orientate în sîmburele central al Pămîntului.

Unii autori admit că mantaua Pămîntului are o viteză de rotație diferită de cea a nucleului, de unde se deduce o variație seculară a magnetismului terestru.

Nu a primit încă o explicare satisfăcătoare perioada variației de $\approx$ 500 de ani a cîmpului geomagnetic principal, adică repetarea ciclului de variație care s-a observat de la epoca primelor determinări ale declinației (anul 1540), pînă astăzi. S-a propus de asemenea o perioadă mai scurtă, de circa 50 de ani, în lucrări recente de *G. Barta*, citate mai înainte, care arată că nucleul central este excentric față de centrul geometric al Pămîntului cu 300 sau 400 km. Din cauza deplasării nucleului se produce o variație seculară a cîmpului magnetic și a altor fenomene geofizice.

14. *Cauze de variație seculară localizate în scoarța Pămîntului.* În afară de cauzele care acționează la foarte mare adîncime, sînt de luat în considerare și alte cauze secundare acționînd asupra magnetismului terestru de la adîncimi cu mult mai mici, situate în scoarța Pămîntului la circa 15—40 km.

Temperatura punctului Curie, la care dispare feromagnetismul elementelor Fe, Ni, Co, a mineralelor și a rocilor feromagnetice, este atinsă și depășită la 40 km adîncime. Dînd gradului geotermic adîncimea medie de 33 m, obținem următoarea tabelă 6.

Tabela 6

Variația punctului Curie în adîncime pentru diferite materiale feromagnetice

	t. Curie	Adîncimea medie la care dispare feromagnetismul
Ni	358° C	< 12 km
Fe	771	25
Co	1120	37
Magnetită pură	(580—600)	20
Pirotină	320	10
Roce magnetice conținînd Fe_2O_3, Fe_3O_4 FeO_2, TiO_2	< 600	< 20

La roce conținînd minerale feromagnetice punctul Curie variază după constituția lor, dar nu depășește 600°C.

Comportarea minereurilor și rocilor feromagnetice cu temperatura este, la unele dintre ele, perfect reversibilă, adică după o încălzire peste

punctul Curie, care a anulat susceptibilitatea magnetică χ, la răcirea rocii susceptibilitatea revine la valoarea inițială pe o curbă care se suprapune peste aceea de la încălzire. La alte roci cu minereuri feromagnetice variația lui χ cu temperatura nu este complet reversibilă, astfel că, după ce roca a fost încălzită peste punctul Curie, la răcire curba $\chi - t$ nu se suprapune peste curba din cursul încălzirii. Reținem însă faptul că la toate minereurile și rocile feromagnetice, după o încălzire peste punctul Curie, la răcire susceptibilitatea lor magnetică își reia aproape valoarea normală [33].

Admitem că la adîncimi de cîteva zeci de km temperatura se ridică mai ales din cauza dezintegrării elementelor radioactive prezente în rocile din scoarța Pămîntului; intră în considerare elementele din seriile U și Th, potasiul ș.a. Căldura produsă de radiațiile elementelor radioactive se acumulează în anumite regiuni ale scoarței la adîncimea la care temperatura este apropiată de punctul Curie al rocilor, pînă cînd depășește această temperatură ceea ce produce anularea magnetismului permanent al rocilor de la acea adîncime. Aceasta revine la schimbarea nivelului suprafețelor izoterme corespunzînd temperaturii Curie a rocilor.

Bineînțeles că încălzirea rocilor peste punctul Curie poate fi produsă și de alte fenomene ca de exemplu de compresiune, de deplasare a unor porțiuni ale scoarței, de acțiuni chimice ș.a.

În legătură cu mișcările tectonice din scoarța pămîntului putem lua în considerare nu numai temperatura produsă de aceste mișcări dar și variația susceptibilității magnetice a rocilor eruptive cu presiunea, ceea ce a arătat S.P. Kapița în lucrările sale [34].

Dar dezintegrarea radioactivă constituie desigur una dintre cauzele încălzirii scoarței și contribuie la variația seculară a geomagnetismului.

Să subliniem că și fluxul termic care vine din profunzime, din mantaua Pămîntului, este datorit în bună parte dezintegrării elementelor radioactive. Curenții de convecție din manta egalează temperaturile la o anumită adîncime sub nivelul cel mai de jos al scoarței. Dar cum mai jos de scoarță temperaturile depășesc punctul Curie pentru toate rocile, nu este cazul să luăm în considerare starea termică din manta.

Variația seculară, produsă de fenomenele radioactive care se petrec în scoarță, se adaugă la variația seculară produsă de fenomenele din adîncime. Acestea din urmă produc o v.s de ordinul planetar, care se manifestă pe toată suprafața Pămîntului sau pe o bună parte din ea, pe cînd variația produsă de fenomenele radioactive care se petrec în scoarță se manifestă regional pe suprafețe, de o anumită întindere, deasupra volumului de roce din scoarța care produce această variație.

Considerarea dezintegrării radioactive ca o cauză a încălzirii rocilor din scoarța globului și chiar a materiei topite, de la adîncimi mult mai mari, a mai fost luată în considerare de alți autori, în trecut, fără a-i da însă importanța cuvenită în legătură cu variația seculară a magnetismului terestru. O ridicare de nivel a suprafețelor corespunzînd temperaturii punctului Curie antrenează demagnetizarea unui mare volum de roci, care nu se află la prea mare adîncime și se manifestă la suprafață prin variația cîmpului magnetic; vezi și Dauvillier [35].

Anumite fenomene tectonice care sînt produse în scoarță chiar de această ridicare de temperatură (deplasări ale scoarței, cutremure, vulcani

cu degajări de materiale fierbinți) ușurează o risipire a cantității de căldură acumulată prin acțiunea dezintegrării radioactive. Astfel se produce răcirea sub punctul Curie și rocile redobîndesc magnetismul permanent pe care l-au avut mai înainte. Fenomenul se repetă fără a rezulta o variație periodică regulată. În felul acesta se produce o variație seculară a magnetismului pămîntesc pe o regiune sub a cărei suprafață se petrec, în scoarță, fenomenele descrise.

Din cele expuse rezultă că partea principală a cîmpului magnetic terestru, cu variația seculară de lungă durată, este produsă de fenomene care au loc la mare adîncime, aproape de limita dintre nucleul și mantaua Pămîntului. Peste această variație principală se suprapun variații de mai scurtă durată, cauzate de fenomene care se petrec în scoarță, la adîncimi de cîteva zeci de km. Printre aceste variații secundare ale cîmpului, un rol însemnat îl au acelea datorite căldurii degajate de dezintegrările radioactive, prin încălzirea rocilor peste punctul Curie.

Separarea acestor variațiuni secundare, cu sediul în scoarță, de variația cîmpului magnetic principal se va obține, în viitor, prin analiza atentă a înregistrărilor observatoarelor magnetice alese de pe toată suprafața Pămîntului; o astfel de analiză va trebui să se aplice la o cît mai lungă epocă.

Primită la redacție la 30 aprilie 1968

BIBLIOGRAFIE

1. G. Atanasiu, *Mesures de magnétisme terrestre en Transylvanie*. Bullet. de la Soc. des Sciences de Cluj, **VIII**, p. 482 (1937). Alte lucrări de același autor în : C. Rendus Acad. Sc. Roum., a) **1**, 391 (1937); b) **II**, *6*, (1938), 610; c) **III**, *4*, 403 (1939); d) Bulet. Fac. Șt. Cernăuți, **XII**, 129 (1938).
2. — *Cartes magnétiques de la Transylvanie*. Anuar. Inst. Géol. de Roum., **XXII**, 399, (1943).
3. G. Atanasiu, T. Neștianu, D. Zugrăvescu, Il. Bucur, St. și Cerc. de fizică : a) **V**, *1—2*, 7 (1954); b) **VI** *2*, 159 (1955); c) **VIII**, *1*, 9 (1957); d) **VIII**, *4*, 469 (1957); e) **X**, *4*, 643 (1959).
4. — *Înclinația magnetică în Ardeal*. partea I, St. și Cerc. de fizică **X**, *3*, 481 (1959). Partea a II-a în St. și Cerc. de geofiz., an. **I**, *1*, 143 (1963).
5. G. Atanasiu, T. Neștianu, Il. Bucur, D. Zugrăvescu și Cr. Demetrescu, *Valorile elementelor geomagnetice H, I, Z și F în Ardeal și Banat la 1960, 0*. a) St. cerc. de geol., geofiz., geogr., Seria geofiz., **3**, *1*, 70 (1965). b) Rev. Roum. de geol., geophys., geogr., serie de geophysique, **9**, *1*, 65 (1965).
6. Chr. Hansteen, *Untersuch. über den Magn. der Erde, Christiania, 1819*; citat după G. Barta, Magn. terestru, Akad. Kiado, Budapesta (1957), 169.
7. K. Kreil, *Magn. und Geograph. Ortbest...* Prag, 1848—1852.
8. G. Schenzl, *Magn. Ortbestim. in Königr. Ungarn*. Jahresschrift der Ungar. Akadem. der Wiss. *4* (1865).
9. Ig. Kurländer, *Erdmagn. Messung. in der Länder der Ungar. Krone 1892—1894*, Budapest 1896.
10. J. Liznar, în Denkschr. der K. Akad. der Wiss., Wien, **67**, 7 (1899).
11. St. Procopiu, a) Ann. Sc. de l'Univ. de Iassy, **21**, 270 (1935) b) Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy, **26**, 535 (1940).
12. — *Valeurs des élém. magn. et des var. séculaires à Jassy*, Bulet. Politechn. Iași, **2**, *2*, 457 (1947).
13. — *Momentul magn. al globului pămîntesc a început să crească*. Bulet. șt. Acad. R.P.R., secț. matem. și fizică, **VII**, *4*, 1063 (1955).

14. ST. PROCOPIU, C. PĂPUȘOI, *Les cartes magnétiques de la Roumanie de 1895 à 1954*. Bulet. Inst. Politehnic Iași, **V** (IX), *1—2*, 161 (1959).
15. G. BARTA, *On the changes of the horizontal intensity and inclination of the earth magn...*, Papers of the Terrestr. Magn., *1*, Budapest, 1947.
16. — *Variations of the geomagn. field in the Carpathian Basin*, Geofizikai közlemények, **2**, *15* S.
17. H. BOLZ, H. KAUTZLEBEN, *Die geomagn. Säkularvar. in Europa von 1935 bis 1955*. Jahrb. 1958 des Ad. Schmidt Obs. für Erdmagnet. in Niemegk... p. 107.
18. H. KAUTZLEBEN u. A. WALLNER, *Die Erfassung der geomagn. Säkularvar. in Europa... von 1950 bis 1960...* Gerlands Beitr. Geophys. 75, Heft 3, 203 (1966).
19. V. BUCHA, *Säkul. Var. der Vertikalkomp. Z des Geomagn. Normalfeldes in der Tschechosl. Republ. zwischen 1890—1955*. Geophysik. Sbornik, **89**. 253 (1958).
20. V. BUCHA, *Säkul. Var der Vertikalkomp. Z, Erdmagnetisches Inst. für Zeitraum 1850—1950 in der Tschechosl.*, Geofysik. Sbornik, **114**, 281 (1959).
21. J. BOUSKA, V. BUCHA, A. KOČI, *Geomagn. Karten der CSSR für 1958*, O. Geofys. Sbornik, **112**, 245 (1959).
22. CH. MAURAIN, *Magnétisme terrestre*, Hermann, Paris, 1935, 11,12.
23. V. P. ORLOV, *The leading of the secular var. investigation*. Journ. of Geomagn. and Geoelectr., **17**, *3—4*, 277 (1965).
24. E. MARINESCU și L. COLBAN, *Determ. declin. magn. p. terit. R.S.R.* Bulet. Topogr., *1*, 24, (1959).
25. G. BARTA, a) *Über die Säkularvar. des erdmagn. Feldes...* Comunic. Inst. Geomagn., Potsdam, 21 mai 1963.
b) *The secular var. in the geomagn. field and other geophys. phenomena*. Annales Univ. Sc. Budapest, Sect. Geol. **VII**, 71 (1963).
26. L. CONSTANTINESCU și V. ȘTEFLEA, *Variația seculară a cîmpului geomagnetic în R.S.R. între 1950 și 1960*. Probleme de Geofizică, vol. I, 249 (1961).
27. B. BARTA, *Földmágnesség* Akadém. kiadó, Budapest, 1957.
28. M. S. BABUȘNICOV, *Var. secul. a.c. geomagn. la Odesa în perioada 1896—1960*. Geofizica Astronomia, *8*, 13—20 (1965).
29. W. M. ELSASSER, Rev. Modern. Phys. **22**, p. 1 (1950).
30. E. C. BULLARD, Proc. Roy Soc. (A), **197**, 433 (1949).
31. O. LUCKE, *Die Thermodynamik... der geophysikalischen Plasmen*. Akadem. Verl. 1961.
32. L. EGYED, *The magnetic field and the internal structure of the Earth*. Acta Geolog., **IV**, facs. 2, 221 (1956).
33. T. NAGATA, *Rock Magnetism*, Maruzen Co., Ltd. Tokyo, p. 109—122. 1953.
34. S. P. KAPIȚA, *Proprietățile magnetice ale rocilor eruptive la tensiuni mecanice*. Izvest. Acad. Nauk, SSSR, Seria Geofiz. **6**, 489 (1955).
35. A. DAUVILLIER, *Physique solaire et Géophysique*. Masson, Paris, 1962, 315.

DETERMINAREA MAGNITUDINII CUTREMURELOR CARPATICE PE BAZA DURATEI DE OSCILAȚIE

DE

C. RADU

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

Studiul regimului seismic al unei regiuni are la bază clasificarea cutremurelor după magnitudine sau energie. Determinarea magnitudinii M sau a energiei E este îngreunată de lipsa înregistrărilor în vecinătatea epicentrului sau de existența înregistrărilor întrerupte la stațiile seismice care nu sunt înzestrate cu aparatură de joasă sensibilitate. În afară de aceasta există o serie de factori care introduc erori mari, dintre care cei mai importanți sînt [1], [2], [3]:

— pentru cutremurele puternice amplitudinile diferitelor componente se suprapun, iar maximele lor depășesc limitele seismogramei,

— în cazul oscilațiilor de frecvență joasă și pentru o viteză mică de desfășurare perioadele se calculează cu erori,

— la evaluarea mărimii energiei o mare importanță o au erorile în determinarea distanțelor epicentrale, adîncimii focarelor, etc.;

— lipsa unei scale standardizate pentru determinarea magnitudinii conduce uneori la aprecieri diferite ale forței cutremurului.

Apare astfel necesitatea de a se elabora metode simple care să permită chiar și aproximativ dar *unic* determinarea magnitudinii sau energiei după criterii indirecte (în continuare ne vom referi numai la clasificarea magnitudinală). O asemenea metodă a fost propusă independent de Neceaeva [4] și Bisztricsány [5] și are la bază durata de oscilație t a cutremurului. Durata t se determină cu ajutorul formulei

$$t_{s.m} = F - P, \tag{1}$$

unde F reprezintă momentul stingerii oscilațiilor observate iar P sosirea undei longitudinale. Momentul F va fi considerat momentul dispariției oscilației pe fondul microseismic.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM 6, NR. 2, P. 193 – 203, BUCUREȘTI, 1968

Durata de oscilație t este întotdeauna accesibilă măsurării și este legată de magnitudinea M printr-o relație de forma:

$$M_t = a + blgt_{s,m} + c\Delta_{km}, \quad (2)$$

unde a, b, și c sînt constante.

În lucrarea noastră se stabilește o relație de tipul (2) pentru cutremurele din zona de curbură a Carpaților, zonă cunoscută sub numele de Vrancea ($\varphi = 45{,}8°N$; $\lambda = 26{,}7°E$). O asemenea relație pe lîngă interesul științific prezintă și importanță practică deoarece permite determinarea „*expres*" a magnitudinii cutremurelor carpatice.

METODICA. DATE DE OBSERVAȚIE

Pentru rezolvarea problemei au fost cercetate atît cutremurele adînci cît și cele normale pe baza înregistrărilor stației București, înregistrări făcute cu seismografi orizontali — componentele NS și EV — tip Mainka modificat ($T_1 = 10{,}0s$; $D_1 = 0{,}45$; $V_{max} = 226$; $T_{max} = 8{,}2$ s [6]).

Durata de oscilație t a fost determinată cu ajutorul formulei:

$$t_m = F - S \quad (3)$$

unde S reprezintă momentul de sosire al undei S. Am ales relația (3) deoarece la stația București unda P se înregistrează la foarte puține cutremure pe cînd unda S se înregistrează clar la toate cutremurele.

Deoarece durata t nu depinde de distanța epicentrală [1], [2], [3], [5], [12], [13] noi am cercetat o relație de forma:

$$M_t = a + b1\ gt_m \quad (4)$$

Calculul coeficienților a și b s-a făcut prin m.c.m.m. p. ($\Delta M = \pm 0{,}05$); în cazul cutremurelor adînci s-au luat ca bază magnitudinile M_{SH} [7], iar pentru cutremurele normale magnitudinile M_σ [8].

REZULTATE

Vom analiza separat fiecare grupă de cutremure:

1. Grupa cutremurelor adînci ($100 \leqslant h \leqslant 200$ km [1]). Au fost cercetate 160 cutremure — produse în perioada 1942—1960 — cu magnitudinea $3{,}1 \leqslant M \leqslant 6{,}5$ ($K = 9 \div 15$). Datele de observație și calculul sînt date în tabela 1.

Diferența $S-P$ a variat în intervalul 14,8—21,0 s, iar durata t în intervalul $0{,}6 \leqslant t \leqslant 26{,}9$ m.

2. Grupa cutremurelor normale ($h \leqslant 80$ km). S-au cercetat 18 cutremure — produse pe perioada 1943—1962 — cu magnitudinea $3{,}0 \leqslant M \leqslant$

[1] Cercetările întreprinse la Lvov [9] și recent la București [10] indică drept adîncime maximă a cutremurelor din Vrancea valoarea de 160 km.

Tabela 1

Cutremure adînci ($100 \leqslant h \leqslant 200$ km)

Nr.	Data	Timpul $h:m$	M_{SH} [7]	t_m	M_t
1	2	3	4	5	6
1	1942 III 8	22 :54	4,0	1,50	3,52
2	III 17	00 :24	4,5	4,45	4,53
3	IV 27	10 : 59	(4,8)	4,83	4,60
4	V 5	04 : 58	4,5	4,65	4,57
5	VI 8	05 : 49	4,0	2,00	3,78
6	VII 29	19 : 19	5,0	5,75	4,77
7	VIII 27	05 : 42	4,2	5,00	4,64
8	IX 20	05 : 37	3,9	2,92	4,14
9	X 3	12 : 43	4,5	4,22	4,48
10	X 14	22 : 41	4,1	2,12	3,84
11	1944 I 22	10 : 48	3,5	1,17	3,29
12	II 25	16 : 59	5,2	6,63	4,90
13	III 1	15 : 47	3,7	2,37	3,94
14	III 12	21 : 19	4,6	4,60	4,56
15	III 26	17 : 32	4,1	2,17	3,86
16	IV 7	02 : 55	4,0	2,88	4,12
17	VI 28	13 : 17	3,8	1,58	3,57
18	VI 10	06 : 16	4,2	5,83	4,78
19	VII 8	10 : 50	4,4	4,33	4,50
20	VIII 11	15 : 43	3,6	3,86	4,40
21	IX 8	06 : 18	4,5	4,17	4,47
22	IX 10	09 : 45	3,8	5,07	4,65
23	XII 15	06 : 31	3,6	1,18	3,29
24	XII 17	12 : 22	4,0	2,70	4,06
25	XII 18	08 : 29	3,5	1,02	3,16
26	1945 I 19	16 : 17	3,9	1,12	1,12
27	I 19	23 : 55	4,3	2,77	4,09

Tabela 1 (continuare)

Nr.	Data	Timpul $h:m$	M_{SH} [7]	t_m	M_t
1	2	3	4	5	6
28	1945 II 20	03 : 42	4,5	2,56	4,01
29	III 12	16 : 51	4,0	2,15	3,83
30	III 12	20 : 52	5,5	13,57	5,56
31	III 26	16 : 44	3,4	0,93	3,07
32	VI 12	23 : 48	3,6	0,87	3,01
33	VI 25	16 : 22	3,9	0,90	3,04
34	VI 30	14 : 56	3,6	0,86	3,00
35	VIII 26	00 : 04	3,3	1,65	3,60
36	VIII 31	03 : 38	3,6	0,98	3,12
37	IX 7	15 : 48	6½P	26,88	6,20
38	X 23	07 : 22	4,4	3,97	4,42
39	XII 9	06 : 09	6,0P	17,92	5,82
40	XII 17	22 : 36	4,6	2,40	3,95
41	1946 VII 9	00 : 42	4,4	7,83	5,05
42	VII 12	08 : 55	3,8	3,57	4,32
43	VIII 18	08 : 13	3,6	3,87	4,40
44	IX 7	23 : 34	4,0	3,83	4,39
45	X 2	17 : 50	3,8	2,70	4,06
46	X 3	07 : 17	4,9	12,02	5,45
47	XI 15	01 : 11	4,7	4,63	4,57
48	XII 31	23 : 30	3,6	1,67	3,62
49	1947 I 8	09 : 24	4,4	3,53	4,31
50	II 15	17 : 39	3,7	1,82	3,70
51	III 13	14 : 03	5,0	9,42	5,22
52	V 15	10 : 59	4,3	3,50	4,30
53	VIII 30	03 : 54	4,7	4,87	4,61
54	X 17	13 : 25	5,4	13,00	5,52
55	XI 23	11 : 25	3,6	1,10	3,23

Tabela 1 (continuare)

Nr.	Data	Timpul $h:m$	M_{SH} [7]	t_m	M_t
1	2	3	4	5	6
56	1947 XI 24	20 : 35	(3,7)	1,95	3,76
57	1948 I 28	02 : 05	4,9	7,30	4,99
58	III 22	21 : 39	3,9	3,10	4,19
59	IV 18	09 : 02	4,3	8,85	5,17
60	V 24	12 : 30	4,8	6,38	4,86
61	V 29	01 : 34	5,0	1,57	5,02
62	V 29	04 : 49	4,0	1,75	3,66
63	V 29	04 : 49	5 3/4P	20,60	5,95
64	VII 7	12 : 41	4,1	3,60	4,33
65	VII 29	08 : 57	4,9	8,57	5,14
66	VIII 9	07 : 45	4,5	5,10	4,66
67	VIII 20	18 : 36	4,2	5,05	4,64
68	1949 IX 30	05 : 57	4,0	2,50	3,99
69	X 10	21 : 48	3,8	2,12	3,84
70	XII 23	19 : 03	4,0	2,40	3,95
71	XII 26	03 : 36	(5.25)	9,77	5,26
72	1950 I 16	04 : 25	5,3	9,60	5,24
73	II 17	18 : 04	4,5	4,80	4,60
74	III 20	17 : 29	4,6	3,27	4,24
75	IV 26	18 : 45	4,2	4,23	4,48
76	IV 27	03 : 34	3,4	2,05	3,81
77	VI 20	01 : 18	5½ P	12,98	5,52
78	VII 25	07 : 25	4,6	6,35	4,86
79	1951 I 23	00 : 31	3,9	2,22	3,88
80	III 18	11 : 32	4,9	9,42	5,22
81	IV 1	01 : 47	3,9	2,43	3,97
82	VIII 27	13 : 15	3,8	3,13	4,20

Tabela 1 (continuare)

Nr.	Data	Timpul *h:m*	M_{SH} [7]	t_m	M_t
1	2	3	4	5	6
83	1951 XII 4	00 : 30	4,2	3,10	4,19
84	XII 13	16 : 24	4,2	2,95	4,15
85	1952 II 1	01 : 36	4,1	1,80	3,69
86	IV 6	04 : 07	3,5	1,25	3,35
87	VII 14	21 : 01	4,2	3,43	4,28
88	VII 16	03 : 57	4,6	4,08	4,45
89	VIII 28	23 : 38	3,7	2,13	3,78
90	XII 10	23 : 58	3,8	1,37	3,43
91	1953 II 22	17 : 58	4,8	4,18	4,47
92	V 9	02 : 59	4,5	3,85	4,39
93	V 17	02 : 34	5,0	9,10	5,19
94	VII 3	15 : 53	4,1	3,75	4,37
95	X 1	15 : 10	3,2	1,08	3,24
96	1954 II 11	08 : 50	3,1	0,75	2,87
97	IV 18	15 : 36	4,2	3,77	4,37
98	V 9	09 : 25	3,9	2,13	3,74
99	VI 4	22 : 13	3,4	1,87	3,72
100	VI 26	08 : 49	3,7	1,27	3,36
101	VIII 5	21 : 22	3,2	0,83	2,75
102	IX 6	07 : 23	3,7	1,97	3,77
103	X 5	07 : 38	3,8	3,02	4,17
104	X 21	12 : 04	4,6	5,15	4,66
105	X 27	04 : 42	4.3	3,08	4,19
106	XII 27	20 : 37	3,8	4,43	4,52
107	1955 I 16	11 : 14	3,4	0,70	2,81
108	I 20	19 : 54	3,1	0,63	2,71
109	IV 26	00 : 10	3,5	0,83	2,97
110	V 1	21 : 23	5,4	12,20	5,46

Tabela 1 (continuare)

Nr.	Data	Timpul h : m	M_{SH} [7]	t_m	M_t
1	2	3	4	5	6
111	1955 V 26	06 : 00	3,9	3,93	4,41
112	V 28	02 : 45	3,2	1,37	3,43
113	VII 19	07 : 02	3,9	4,08	4,45
114	VII 20	07 : 46	3,4	3,40	4,28
115	IX 14	11 : 39	3,4	0,93	3,07
116	IX 19	13 : 08	3,6	4,03	4,43
117	IX 25	05 : 32	3,3	1,17	3,29
118	XI 14	17 :52	4,6	5,70	4,76
119	XI 28	16 : 20	3,1	0,63	2,71
120	XII 24	18 : 43	3,6	1,30	3,38
121	1956 II 13	13 : 27	4,0	1,20	3,31
122	II 16	15 : 51	4,0	4,30	4,49
123	III 2	23 : 00	3,9	1,33	3,41
124	V 7	03 : 54	4,5	3,32	4,25
125	VIII 16	23 : 44	4,2	4,98	4,63
126	VIII 21	17 : 30	3,7	2,75	4,08
127	IX 23	07 : 33	3,1	0,70	2,81
128	XI 4	01 : 24	3,7	2,70	4,06
129	XI 18	16 ; 02	4,2	3,87	4,40
130	XI 19	05 : 50	3,7	2,15	3,85
131	XII 10	23 : 22	3,8	1,47	3,50
132	1957 VI 29	23 : 32	3,3	0,90	3,04
133	XII 2	04 : 22	4,2	2,23	3,88
134	1958 III 20	04 : 48	3,8	1,18	3,29
135	VI 9	18 : 47	4,1	4,85	4,61
136	VI 25	07 : 22	4,5	5,97	4,80
137	VII 20	00 : 25	3,5	1,23	3,33
138	VIII 24	23 : 03	3,3	2,80	4,10
139	VII I1	02 : 12	3,6	1,25	3,35

Tabela 1 (continuare)

Nr.	Data	Timpul $h:m$	M_{SH} [7]	t_m	M_t
1	2	3	4	5	6
140	1959 III 24	20 : 11	3,8	2,23	3,88
141	III 29	13 : 54	3,5	3,07	4,18
142	IV 29	01 : 35	4,7	3,07	4,18
143	VI 26	13 : 45	4,9	6,33	4,85
144	VI 28	03 : 44	3,6	1,23	3,33
145	VI 30	07 : 26	4,8	6,37	4,86
146	VII 22	03 : 01	4,0	2,03	3,80
147	VIII 2	03 : 33	4,3	4,60	4,56
148	VIII 5	11 : 53	3,9	3,68	4,35
149	X 1	16 : 04	4,4	5,42	4,71
150	X 6	16 : 48	3,1	0,82	2,96
151	1960 I 5	06 : 07	4,6	4,73	4,58
152	II 26	13 : 33	4,0	2,08	3,82
153	III 10	20 : 10	3,9	2,87	4,12
154	VIII 24	01 : 41	3,9	2,38	3,95
155	IX 2	05 : 39	4,3	4,77	4,59
156	IX 24	04 : 40	4,1	1,28	3,37
157	X 1	17 : 47	3,5	1,05	3,18
158	X 13	02 : 21	5,5	14,78	5,64
159	X 13	23 : 31	3,7	2,63	4,04
160	XII 6	02 : 57	3,8	1,08	3,24

$\leqslant 5{,}1$ ($K=9\div12$) și $t \leqslant 16{,}3$ m. Datele de observație și calcul sînt date în tabela 2.

Pe baza datelor din tabelele 1 și 2 au fost întocmite graficele din figurile 1 și 2, care reprezintă dependența lg $t = f(M)$.

Dreptele care mediază graficele de corelație au forma

$$M_t = 2{,}14 \lg t + 3{,}14 \qquad (5)$$

pentru cutremurele adînci

Tabela 2

Cutremure normale ($h < 100$ km)

Nr.	Data	Timpul $h:m$	M_σ [8]	t_m [8]	M_t
1	1943 IV 28	19: 46	5,0	13,3	4,98
2	X 15	07 : 36	4,2	3,4	3,88
3	1952 VI 3	06 : 14	3,0	1,4	3,17
4	XI 13	02 : 21	3,7	2,6	3,67
5	XI 13	02 : 39	3,4	3,8	3,97
6	XI 13	02 : 47	4,2	4,7	4,14
7	1953 V 23	13 : 09	4,0	4,6	4,13
8	X 15	04 : 43	4,5	10,8	4,81
9	X 15	05 : 10	3,3	2,5	3,64
10	1954 II 28	10 :56	3,0	2,3	3,57
11	VIII 12	21 : 49	3,6	3,1	3,81
12	X 1	13 : 30	5,1	8,3	4,60
13	1956 IV 18	12 : 52	4,1	7,3	4,50
14	IV 30	04 : 28	3,2	1,2	3,05
15	1958 I 11	18 : 53	3,1	1,1	2,98
16	1959 IV 16	11 : 01	4,1	3,6	3,92
17	V 31	12 : 16	4,8	15,3	5,14
18	1962 IV 22	21 : 58	4,5	5,0	4,19

şi

$$M_t = 1{,}85 \lg t + 2{,}90 \qquad (6)$$

pentru cutremurele normale.

În graficul din figura 2 a fost trasată şi dreapta reprezentată prin ecuaţia [11]:

$$M_t = 2{,}12 \lg t + 2{,}66, \qquad (7)$$

care a fost adoptată — în primă aproximaţie — pentru calculul magnitudinii la Bucureşti [8].

Pe baza formulelor (5) şi (6) au fost calculate magnitudinile M_t pentru cele 178 cutremure — 160 cutremure adînci + 18 cutremure

normale. Pentru determinarea preciziei au fost calculate abaterea medie $\overline{\Delta M}$ și eroarea medie patratică ε, conform relațiilor:

$$\overline{\Delta M} = \frac{\sum_1^N (M_t - M)}{N}, \qquad \varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_1^N (M_t - M)^2}{N-1}}, \tag{8}$$

unde M reprezintă magnitudinea M_{SH} sau M_σ, iar N numărul observațiilor folosite. Au fost obținute următoarele sisteme de valori:

$$\begin{aligned} \overline{\Delta M} &= +0{,}02, \\ \varepsilon &= \pm 0{,}36 \end{aligned} \tag{9}$$

pentru cutremurele adînci
și

$$\begin{aligned} \overline{\Delta M} &= +0{,}03, \\ \varepsilon &= \pm 0{,}30 \end{aligned} \tag{10}$$

pentru cutremurele normale.

Amintim că pentru zona seismică Hindukuș au fost obținute următoarele formule:

$$M_t = 2{,}12 \lg t + 2{,}87 \tag{11}$$

pentru cutremurele adînci ($h = 80-200$ km)
și

$$M_t = 2{,}0 \lg t + 2{,}46 \tag{12}$$

pentru cutremurele normale ($h \leqslant 35$ km).

Pe baza formulei

$$\lg E = 11{,}8 + 1{,}5\, M \tag{13}$$

se poate obține ușor relația dintre energia E și durata de oscilație t. Pentru cutremurele adînci o asemenea formulă are forma

$$\lg E = 16{,}51 + 3{,}21 \lg t \tag{14}$$

iar pentru cele normale:

$$\lg E = 16{,}15 + 2{,}781 \lg t. \tag{15}$$

Formulele (5) și (6), respectiv (14) și (15) permit calculul magnitudinii și energiei cutremurelor carpatice dacă se cunoaște durata de oscilație. Presupunînd că eroarea relativă în determinarea lui t este constantă și egală cu 20%, atunci eroarea în evaluarea lui M nu depășește $\pm 0{,}2$.

Dacă se compară între ele formulele (5) și (6) se observă că pentru una și aceeași magnitudine, durata cutremurelor adînci este mai mică decît pentru normale. Această observație deși concordă cu cercetările lui Malamud — privind cutremurele din Hindukuș [2] — comportă o mică rezervă din cauza numărului redus de observații folosit la deducerea ecuației (6).

În lucrarea [2] s-a arătat că durata de oscilație depinde de caracteristica de frecvență. Ținînd seama de această observație prezintă interes de a studia relația $M = f(t, \Delta)$ pentru stațiile seismice românești; Vrîncioaia, Focșani, Bacău și Cîmpulung Muscel care sînt înzestrate cu aparatură identică—seismografi tip Mainka modificat cu înregistrarea mecanică ($t_1 = 3{,}5$ s; $D_1 = 0{,}4$; $V_{max} = 58$; $T_{max} = 2{,}9$ s).

Durata de oscilație t va fi în acest caz media duratelor de oscilație la cele patru stații amintite:

$$t = \frac{\Sigma t_i}{n} \qquad (i = \text{Vr, Fo, Ba, Cl};\ n = 4).$$

CONCLUZII

1) Durata de oscilație t permite calculul „expres" al magnitudinii cutremurelor intermediare din Vrancea.

2) Valorile M_t ale magnitudinii se încadrează în limitele erorilor admise.

3) Aparatura unificată a stațiilor seismice românești creiază posibilitatea stabilirii unei formule pentru calculul magnitudinii unificate M_t.

Primit la redacție la 10 decembrie 1967.

BIBLIOGRAFIE

1. A. C. Маламуд, *О связи между энергией землетрясений и продолжительностью их записи.* Тр. Ин-та Сейсмологии АН Таджикской ССР, 10, 161—166, Душанбе, 1962.
2. A. C. Маламуд, *Исследование длительности колебаний как характеристики силы землетрясений.* Динамика земной коры, 51—55, Москва , 1965.
3. A. C. Маламуд, *О возможности классификаций землетрясений по длительности колебания.* Изв. АН. СССР, сер. геофиз., 5, 728—732 (1964).
4. B. A. Нечаева, *Сейсмическое микрорайонирование территории г. Душанбе. Тезисы докладов, Координационное совещание по инженерной сейсмологии и сейсмостойкому строительству.* Душанбе, 1957.
5. E. Bistricsány, *A new method for the determination of the magnitude earthquakes.* Geofiz. Közl., **7**, *2* (1958).
6. C. Radu, *Stația seismică București II.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofizică, **4**, *1*, 221—227 (1966).
7. C. Radu, *Regimul seismic al regiunii Vrancea.* St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofizică, **3**, *2*, 231—279 (1965).
8. C. Radu, *Determinarea magnitudinii cutremurelor normale din R.P.R.* St. cerc. geofizică, **1**, *1*, 99—114 (1963).
9. * * * *Каталог карпатських землетрусів № 3.* Видавництво АН УССР, Киев, 1959.
10. T. Iosif, G. Purcaru, *Amortizarea undelor S în scoarță și mantaua superioară și energia cutremurelor apropiate din Vrancea.* Comunicare prezentată la al IV-lea Simpozion de geofizică, București, 1966.
11. Bisztricsány, *On the problem of magnitude determination.* St. cerc. astr. seism. **6**, *2*, 221—223 (1961).
12. S. L. Solovev, *Seismicity of Sakhalin. B.E.R.I. 43*, 95—102 (1965).
13. K. Tsumara, *Determination of earthquake magnitude from duration of oscillation.* Zisin, **20**, *1*, 30—40 (1967).

CONTRIBUȚII LA CERCETAREA CUTREMURELOR SLABE DE ADÎNCIME INTERMEDIARĂ DIN REGIUNEA VRANCEA

DE

C. RADU [1]) și V. TOBYÁŠ [2])

Aparatura de bază a stațiilor seismice ale Academiei Republicii Socialiste România, situate cel mai aproape de regiunea cutremurelor din Vrancea ($\varphi = 45°,3 - 46°,0$ N ; $\lambda = 25°,9 - 27°,6$ E), era alcătuită pînă în 1965 din seismografe mecanice orizontale cu amplificarea $\overline{V}$ de 40 (Cîmpulung, Focșani și Bacău) și 140—180 (Iași și București) [1]. Caracteristica dinamică a acestor aparate permite obținerea seismogramelor pentru cele mai slabe cutremure de adîncime intermediară cu magnitudinea $M = 2,5 - 2,7$ pînă la cutremurele puternice cu magnitudinea $M = 5 - 5,5$. Limita superioară a magnitudinii corespunde amplitudinii maxime înregistrate pentru care înregistrarea rămîne încă continuă și aparatul nu-i scos din funcțiune. Limita inferioară corespunde semnalului minim detectat, care este determinat de calitatea înregistrării pe hîrtia afumată și de nivelul zgomotului seismic perturbator. În cazurile optime, în scopul evaluării, seismogramele pot fi mărite optic pînă la de 10 ori.

Numărul total al cutremurelor de adîncime intermediară, depășind limita superioară a magnitudinii $M = 5,5$, a fost aproximativ 5% din totalul cutremurelor din regiunea Vrancea, înregistrate de rețeaua stațiilor seismice românești în perioada 1937—1963 [2]. Pentru cercetarea lor, sînt disponibile cel puțin înregistrările stațiilor mai depărtate. Nu au fost publicate pînă în prezent date privind cutremurele cu magnitudinea $M < 2,5$. Stația seismică cea mai apropiată — echipată cu seismografe sensibile de scurtă perioadă — de la Rahov (URSS) aflată la distanța epicentrală de $2°,5 - 3°,1$, și cu amplificarea maximă de 30.000, înregistrează cutremurele de adîncime intermediară din regiunea Vrancea cu magnitudinea $M \geqslant 3,5$ [3].

Numărul celor mai slabe cutremure înregistrate de stațiile seismice românești este considerabil mai mic decît cel corespunzător valorilor extrapolate din curba de frecvență pentru cutremurele de energie inter-

[1]) Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21.
[2]) Institutul de geofizică al Academiei Cehoslovace de Științe, Praga.

ST CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM 6, NR. 2, P. 205—209, BUCUREȘTI, 1968

mediară. Pe baza observațiilor din perioada 1954—1963 a fost obținută dependența numărului mediu anual de cutremure $\overline{N}$ de clasă energetică $K = 11-13$, în funcție de K sub forma lg $\overline{N} = 5{,}46 - 0{,}45$ K [4]. Intervalul de magnitudine al cutremurelor $M = 0{,}66$ K $- 3{,}20 \pm 0{,}33$ corespunde clasei energetice K. Pentru $K = 10$ numărul cutremurelor observate este încă 75%, dar pentru $K = 9$, incluzînd limita inferioară a cutremurelor înregistrate, numai 7% din numărul extrapolat. Se poate presupune că această diferență considerabilă se datorește de asemenea descreșterii sensibilității prag a seismografelor datorită frecării mari a peniței înregistratoare. Pentru perioadele predominante ale undelor seismice în faza inițială a cutremurelor din regiunea Vrancea, valorile amplitudinilor prag la stațiile seismice considerate, admițînd presupunerile simplificate legate de caracterul frecării și o mișcare armonică staționară [5], sînt de sutimi de milimetru. Ele sînt deci de același ordin cu amplitudinea minimă înregistrată ce poate fi evaluată pe seismogramă, considerînd mărirea optică a înregistrării.

Prima etapă în cercetarea cutremurelor slabe a fost orientată spre înzestrarea stațiilor cu seismografe de scurtă perioadă mai sensibile. Pe baza măsurătorilor de scurtă durată a zgomotului seismic efectuate în 1962 la stațiile Cîmpulung, Focșani și Iași [6] aceste stații au fost treptat echipate în anii 1964—1965 cu seismografe electromagnetice verticale cu înregistrare galvanometrică.

La stațiile Cîmpulung și Focșani s-au instalat seismografe Hiller, iar la Iași seismometre VEGIK cu oscilograf OSB-VI-M . Din graficele amplitudinilor maxime, corespunzătoare componentei verticale a zgomotului de scurtă perioadă — observat în diferite condiții de perturbație (în zile de lucru, în timpul nopții, cu trafic pe străzile din apropiere, etc.) — au fost obținute amplitudinile maxime totale ale zgomotului ca înfășurătoarea lor. Punînd condiția ca amplitudinile (măsurate de la vîrf la vîrf) perturbațiilor pe seismogramă să nu depășească 1 mm, s-au calculat amplificările admise corespunzătoare seismografelor pentru fiecare stație (fig. 1).

Amplificarea maximă a seismografelor la toate stațiile a fost stabilită la aproximativ aceeași valoare. Forma caracteristicilor de amplitudine nu a fost special adoptată la cerințele locale ale zgomotului seismic ci au fost folosite caracteristicile de răspuns recomandate celor două tipuri de seismografe. Constantele lor de bază sînt date în tabela 1.

Tabela 1

Stația	T_s (s)	D_s	T_g (s)	D_g	V_{max}
Cîmpulung					2 000
Focșani	1,5	1,0	1,5	1,0	1 800
Iași	1,0	0,5	0,4	2,0	2 000

O analiză detaliată a nivelului zgomotului seismic de pe seismogramele a 10 zile selecționate la întîmplare, arată că la stația Iași, unde amplificarea depășește parțial amplificarea admisă, nivelul prescris al pertur-

baţiilor pe seismograme a fost depăşit în mod excepţional pe o perioadă de aproximativ 5 % din timpul total de înregistrare. La staţiile Cîmpulung şi Focşani foarte rar au loc perturbaţii mai mari pentru scurtă durată (la Focşani noaptea, pentru amplificarea dublă). În concordanţă cu curbele amplificării admise este posibil de a creşte sensibilitatea la aceste staţii fără adaptarea caracteristicilor de amplitudine. Din acest punct de vedere cea mai convenabilă situaţie există la Cîmpulung, unde perioadele primelor sosiri ale undelor seismice sînt în afara domeniului perioadelor maximului zgomotului seismic.

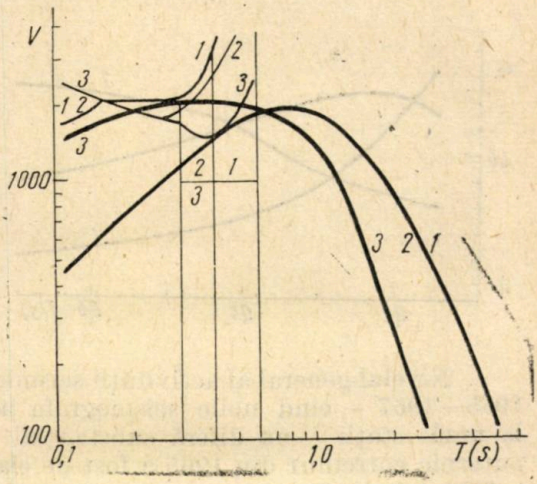


Fig. 1. — Amplificarea medie (curbele groase), amplificarea admisă (curbele subţiri) şi domeniul perioadelor primei sosiri a undelor seismice pentru staţiile Cîmpulung (1), Focşani (2) şi Iaşi (3).

Amplificarea reală a analizei oscilaţiilor armonice staţionare cu seismografele menţionate referitor la seismografele orizontale reprezintă un factor de 5—10. În compararea amplificării ambelor tipuri de seismografe în domeniul primelor sosiri ale undelor seismice este necesar de asemenea a considera şi efectul variabil al oscilaţiilor de tranziţie. Pentru evaluarea acestui efect va fi folosită expresia $u_i = (U_i/U_0)_E/(U_i/U_0)_M$ unde U_i este amplificarea dinamică a maximului i incluzînd oscilaţiile de tranziţie şi U_0 excluzînd oscilaţiile de tranziţie. Indicii E şi M desemnează tipul de seismograf electromagnetic şi respectiv mecanic. Cît timp raportul $u_i \simeq 1$, denaturările ambelor sisteme concordă (amplificarea dinamică a ambelor tipuri de seismografe pentru oscilaţiile de tranziţie este mai mare sau mai mică în raport cu amplificarea dinamică pentru oscilaţiile staţionare). Pentru $u_i > 1$ oscilaţiile de tranziţie ale sistemului electromagnetic sînt amplificate mai mult, decît ar corespunde raportului simplu al creşterii pentru oscilaţiile staţionare, şi inversul este adevărat pentru $u_i < 1$. O evaluare a acestui efect a fost făcută pentru excitarea armonică a seismografului pentru primele trei maxime ale mişcării, la staţiile seismice Cîmpulung şi Focşani, unde constantele seismografelor mecanice sînt $T_s = 3{,}5$ s şi $D_s = 0{,}4$. Valorile corespunzătoare $u_1 \div u_3$ calculate din graficele lui U_i şi U_0, publicate în [7] sînt date în figura 2.

În timpul primei sosiri, pentru domeniul de perioade 0,3—0,6 s, al undelor seismice, primul maxim al seismografului electromagnetic este

mai mascat decît acela al sistemului mecanic ; al doilea și al treilea maxim au o creștere mai mare în sensibilitate în cea mai mare perioadă a intervalului, decît este raportul amplificării pentru oscilații staționare.

Amplificarea seismogramelor electromagnetice ar trebui să fie suficientă pentru înregistrarea cutremurelor din regiunea Vrancea de clasă energetică $K = 9$. În afară de creșterea sensibilității se ameliorează aci capacitatea generală de analiză a înregistrării componentei verticale și a înlăturării efectului frecării sistemului de înregistrare.

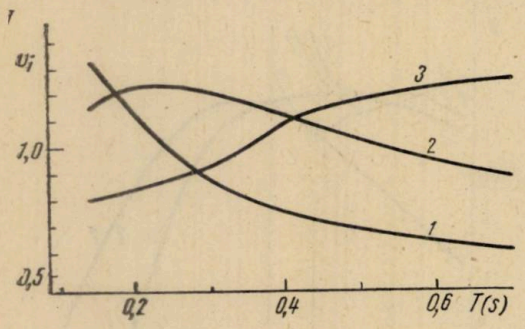


Fig. 2. — Valorile $u_1 \div u_3$ ale seismografului electromagnetic ($T_s = T_g = 1{,}5$s ; $D_s = D_g = 1$) și ale seismografului mecanic ($T_s = 3$, 5, $D_s = 0{,}4$), pentru mișcarea armonică a solului.

Nivelul general al activității seismice în regiunea Vrancea în perioada 1965—1967 — cînd noile seismografe au funcționat cu mici întreruperi la unele stații — nu diferă substanțial de perioada precedentă. Cel mai puternic cutremur din 1965 a fost de clasă energetică $K = 13$ ($M = 5{,}2 - -5{,}8$; tabela 2).

În înregistrarea cutremurelor slabe a fost obținută numai o îmbunătățire în privința primei sosiri a undei P, deoarece seismografele mecanice înregistrau ca primă fază unda S (fig. 3). Totuși la nici una din stații seismografele electromagnetice nu au înregistrat un număr mai mare de cutremure, și descreșterea curbei (lg N, M) pentru cele mai slabe cutremure observate a rămas neschimbată.

Tabela 2

Nr. cutremurelor

K	1959—1963	1965
9	6	1
10	29	10
11	18	1
12	12	1
13	3	1

În ceea ce privește cutremurele superficiale există o dependență lineară (lg N, M), începînd cu cutremurele cele mai puternice ($M \approx 8$) pînă la cele foarte slabe ($M = -2$) [8]. În regiuni individuale, această dependență a fost obținută pentru un domeniu de energie limitat, de obicei 3 unități de magnitudine. Pentru focarele adînci s-a observat o lipsă a cutremurelor slabe locale în Japonia și împrejurimile ei [9] și în Andes [10]. În primul caz, cînd cutremurele cele mai slabe au fost înregistrate începînd cu magnitudinea $M = 3{,}5$' creșterea cutremurelor mai slabe ($M = 4 - 6$) este considerabil mai mică decît a cutremurelor mai puternice ($M > 6$). În al doilea caz, în decursul a două luni de funcționare a unei stații seismice speciale, cînd s-au produs două cutremure adînci cu o magnitudine de 4,5 nu au fost înregistrate cutremure slabe. Numărul extra-

polat al cutremurelor cu magnitudinea $M = 2{,}5 - 3{,}0$ pentru care sensibilitatea aparaturii era suficientă a fost 15. Cutremurele slabe de adîncime intermediară din Vrancea au o frecvență analogă de generare.

În continuare vor fi efectuate cercetări, privind legătura dintre cutremurele slabe și puternice precum și existența unei energii minime a cutremurelor, cu ajutorul seismografelor cu sensibilitate mărită. Nivelul zgomotului seismic în stațiile actuale nu permite instalarea unor astfel de

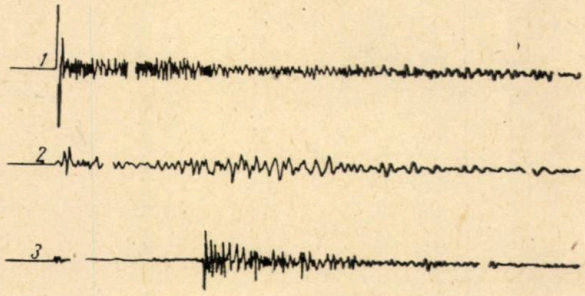


Fig. 3. — Părți ale seismogramelor unui cutremur de adîncime intermediară din regiunea Vrancea (1966 VI 7, $K = 10$) înregistrat de seismografe electromagnetice la Focșani (1) Cîmpulung (2) și Iași (3).

seismografe, dar în unele locuri de pe teren, corespunzător măsurătorilor preliminare, este posibil de a folosi o amplificare de 10^5 în același domeniu de frecvențe și de a micșora limita inferioară a magnitudinii cutremurelor ce pot fi înregistrate cu 1—2 unități.

Primit la redacție la 10 decembrie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. G. Petrescu, *Dare de seamă asupra activității serviciului seismologic*. St. cerc. astron. seism., *1*, 89—111 (1956).
2. C. Radu, *Regimul seismic al regiunii Vrancea*. St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofizică, **3**, *2*, 231—279 (1965).
3. * * * *Каталог карпатських землетрусів* № 3. Видавництво АН УССР, Киев, 1959.
4. C. Radu, *Le régime séismique de la région de Vrancea*. Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr. —Série de Géophysique, **9**, *1*, 49—64 (1965).
5. Е. Ф. Севренский, Д. П Кирнос, *Элементы сейсмологии и сейсмометрии*. Гостехиздат., Москва, 1965.
6. C. Radu, V. Tobyáš, *Short Period Seismic Noise at Seismic Stations in Rumania*. Travaux Inst. Géophys. Acad. Tchécosl. Sci. No 226, Geofysikální sborník, 1965. Academia, Praha, 1966.
7. З. Дросте, С. Гибович, Ю. Гордеюк, *Анализ первых смещений сейсмической волны на сейсмограммах*. Acta Geophys., Pol., **7**, *2*, 136—164 (1959).
8. B. Isacs, J. Oliver, *Seismic Waves with Frequencies from 1 to 100 Cycles per Second Recorded in a Deep Mine in Northern New Jersey*. Bull. Seism. Soc. Am. **54**, 1941—1979 (1964).
9. S. Suyehiro, *Deep-focus Earthquakes of Small Magnitude*. Papers in Meteorology and Geophysics, *10* (1960).
10. S. Suyehiro, *A Search for Small, Deep Earthquakes using Quadripartite Stations in the Andeas*. Bull. Seism. Soc. Am. 57, 447 (1967).

CONTRIBUȚII LA STUDIUL CUTREMURELOR INTERMEDIARE DIN MEDITERANA ORIENTALĂ

DE

C. RADU

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

Studiul cutremurelor intermediare ($60 < h \leqslant 300$ km) prezintă o mare importanță în stabilirea proceselor care se petrec în partea superioară a mantalei precum și a legăturii acestora cu seismicitatea zonei cercetate.

În nota de față se prezintă rezultatele cercetărilor asupra soluțiilor planului de falie și a stării de tensiuni în focarele a 9 cutremure intermediare din Mediterana Orientală. Aceste rezultate continuă cercetările anterioare [1], [2] și contribuie la îmbogățirea catalogului cutremurelor europene pentru care s-a studiat mecanismul.

METODICA ȘI MATERIALUL DE OBSERVAȚIE

S-a folosit aceeași metodă ca în lucrarea [2], adică metoda lui Byerly – cu dezvoltările făcute de Honda [3] și Ritsema [4] — care după cum se știe se bazează pe semnele primelor deplasări în unda P. Semnele deplasării — C sau D — au fost obținute din I.S.S. sau din chestionare speciale.

ANALIZA REZULTATELOR

Rezultatele studiului pot fi urmărite pe diagramele-mecanism din figurile 1—9 și tabela 1.

În tabela 1 sînt date dimensiunile cutremurelor, parametrii ce caracterizează geometria, cinematica și dinamica falierii, tipul cutremurului, numărul observațiilor folosite și al discordanțelor, caracterul soluției. Numărul redus de date de observație ca și distribuția lor azimutală nu au

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM 6, NR. 2, P. 211–216, BUCUREȘTI, 1968

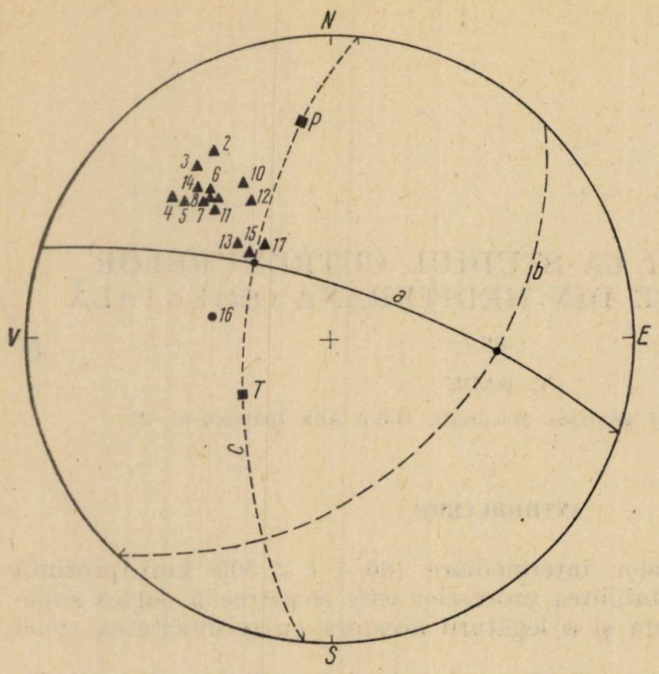


Fig. 1. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1935 II 25, $H = 02:51:31$; $\varphi = 36°,0$ N; $\lambda = 25°,0$ E; $h = 80$ km.

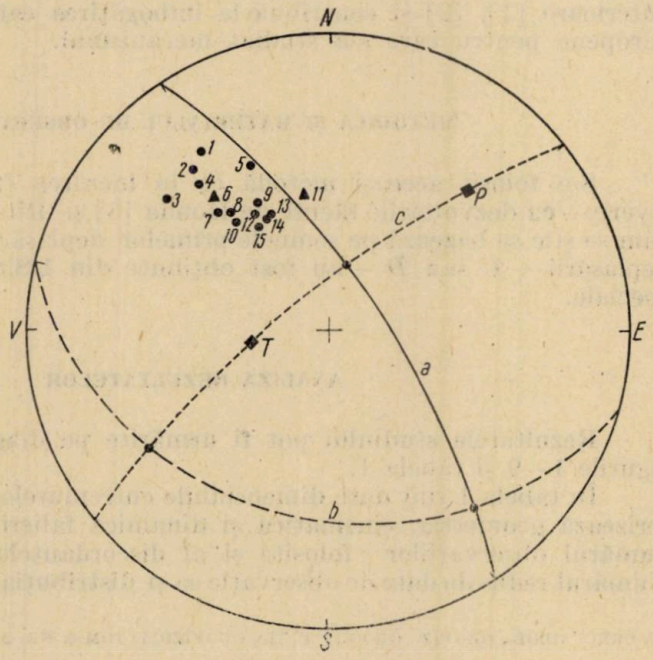


Fig. 2. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1935 III 18, $H = 08:40:45$; $\varphi = 35°,5$ N; $\lambda = 27°,0$ E; $h = 130$ km; $M = 6^1/_4$.

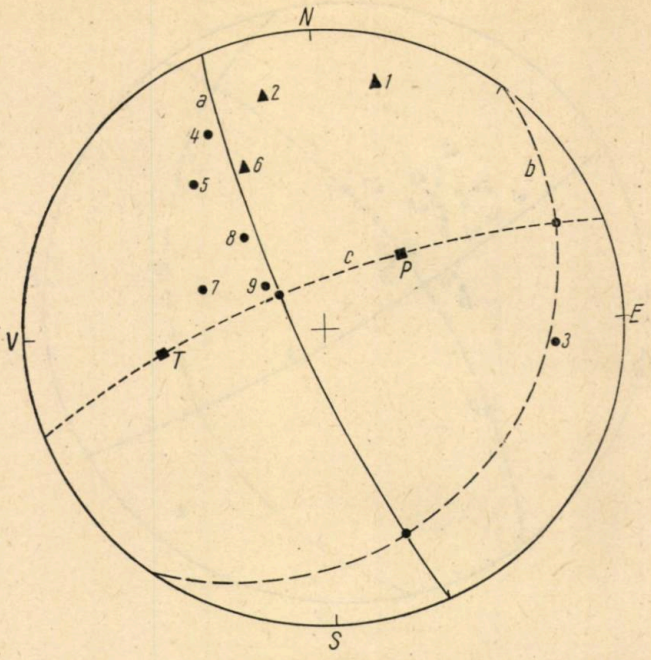


Fig. 3. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1937 XII 16 ; $H = 17:35:27$; $\varphi = 35°,7$ N ; $\lambda = 23°,2$ E ; $h = 100$ km ; $M = 6^1/_2$.

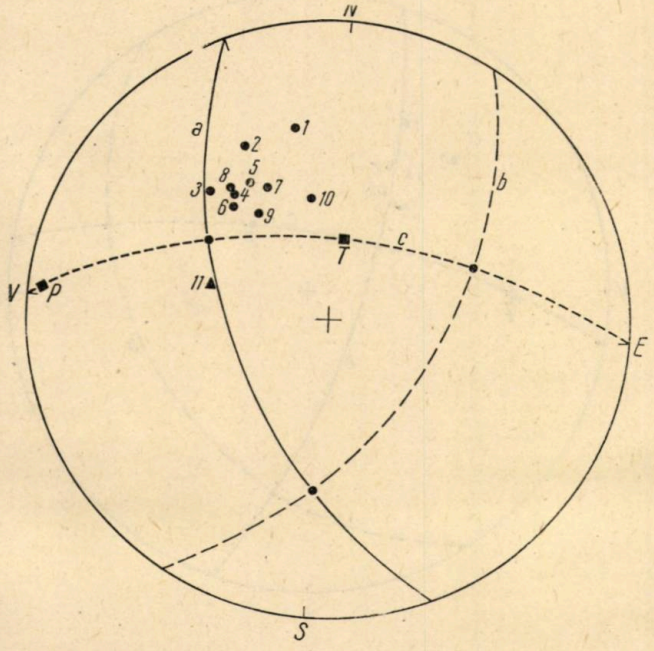


Fig. 4. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1942 VI 21 ; $H = 04:38:34$; $\varphi = 36°,4$ N ; $\lambda = 27°,4$ E ; $h = 130$ km ; $M = 6^1/_4$.

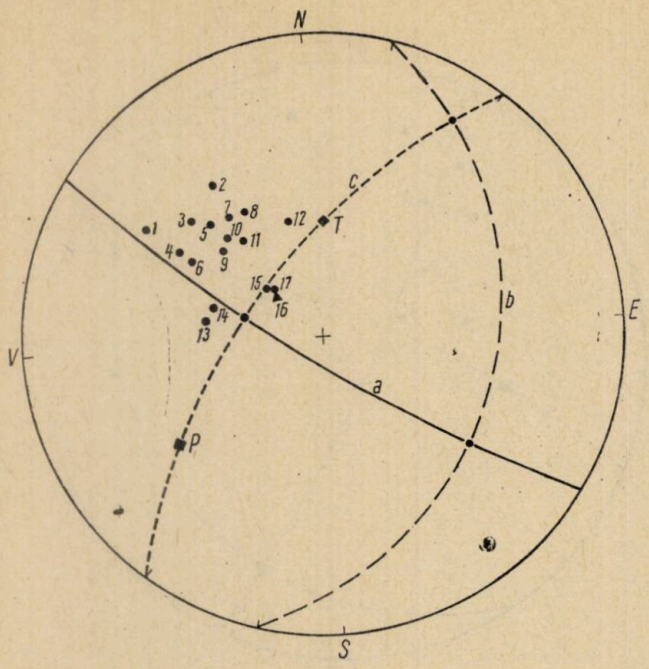


Fig. 5. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1943 X 16, $H = 13:08:46$; $\varphi = 36°,4$ N; $\lambda = 27°,9$ E; $h = 110$ km; $M = 6^1/_4$.

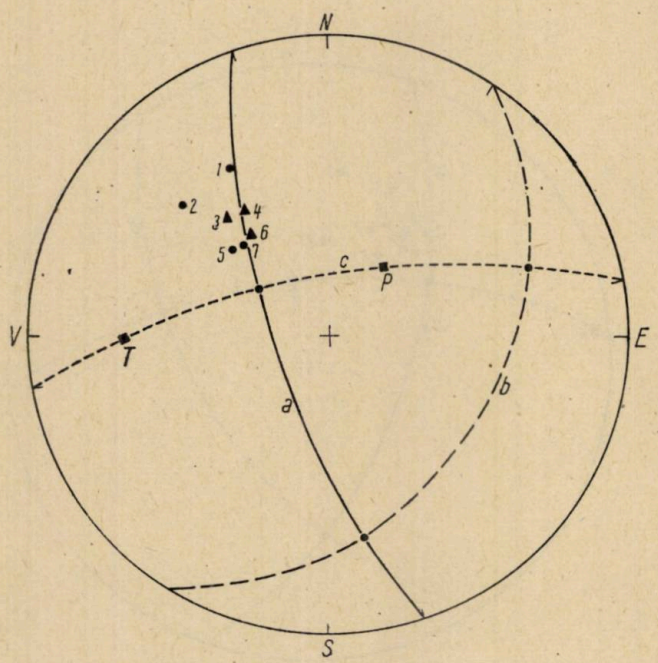


Fig. 6. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1944 I 5, $H = 07:44:04$; $\varphi = 36°,4$ N; $\lambda = 27°,4$ E; $h = i$; $M = 5,0$.

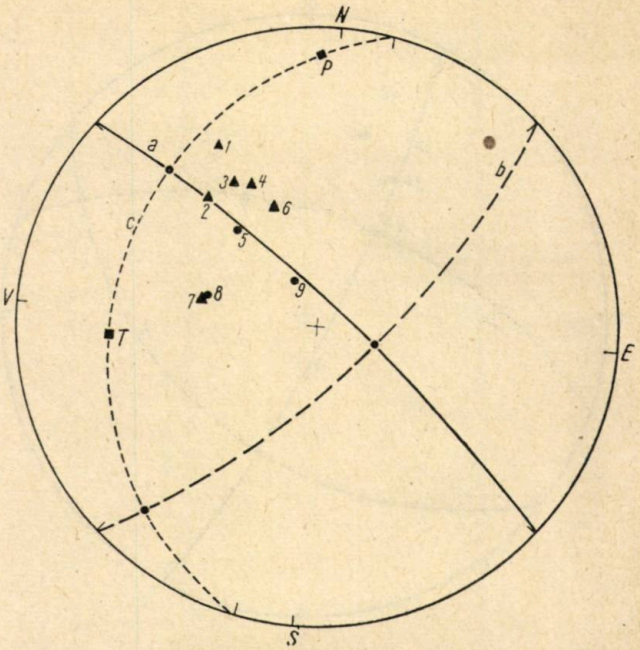


Fig. 7. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1944 V 27, $H = 23 : 52 : 25$; $\varphi = 37°,2$ N; $\lambda = 28°,3$ E; $h = 100$ km; $M = 6^1/_4$.

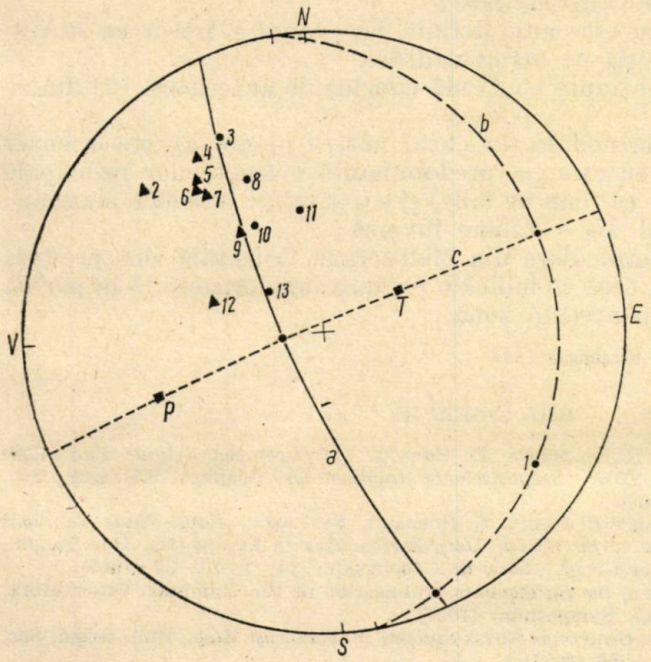


Fig. 8. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1946 IV 5, $H = 20 : 53 : 58$; $\varphi = 35°,1$ N; $\lambda = 23°,4$ E; $h = 100$ km; $M = 6,0$.

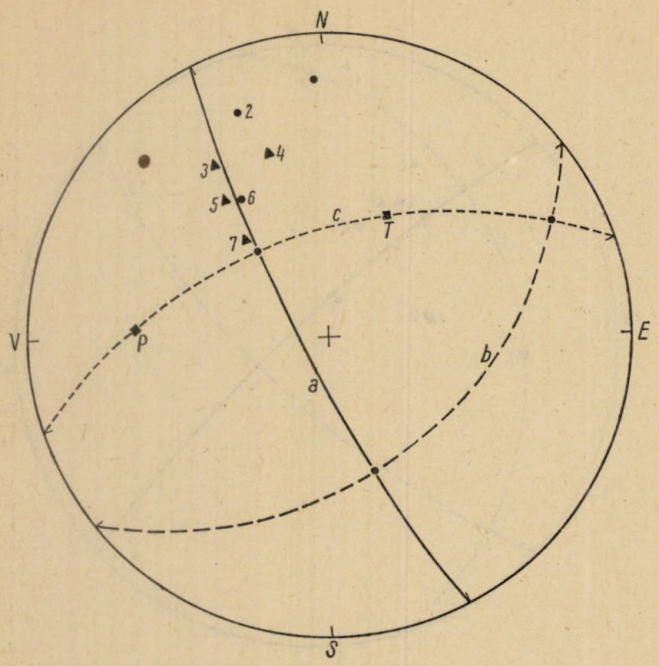


Fig. 9. — Diagrama mecanism pentru cutremurul din 1947 VII 7, $H = 22:35:38$; $\varphi = 37°,2$ N; $\lambda = 20°,8$ E; $h = 100$ km.

permis decît obținerea de soluții probabile. Soluțiile au fost împărțite în două grupe:

S_1 — planul *a* este unic definit, iar planul *b* trasat ca să respecte condiția de ortogonalitate;

S_2 — planul *a* nu este unic definit, iar planul *b* trasat ca să respecte condiția de ortogonalitate.

Analiza soluțiilor obținute confirmă concluziile anterioare [2] dintre care amintim:

— unul din planele nodale (în cazul nostru planul *a*) este orientat NV—SE, adică paralel cu direcția predominantă a fracturilor principale (și ar putea fi considerat ca plan de falie) și a activității seismice maxime;

— predomină tipul $\overline{V}_P$ — faliere inversă;

— cutremurele intermediare din Mediterana Orientală sînt produse prin presiune orizontală, ceea ce indică o compresiune orizontală în partea superioară a mantalei în această zonă.

Primit la redacție la 10 decembrie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. Liviu Constantinescu, L. Ruprechtová, D. Enescu, *Mediterranean-Alpine Earthquake Mechanisms and Their Seismotectonic Implications*. Geophys. J.R. astr. Soc. **10**, 347—368 (1966).
2. G. Petrescu, E. Peterschmitt, C. Radu, G. Purcaru, Șt. Lascu, *Fault-Plane Solutions and Stress Pattern in the Foci of Deep Earthquakes in Europe* (II). Rev. Roum., Géol., Géophys. et Géogr.—Série de Géophysique, **11**, *1*, 15—37 (1967).
3. H. Honda, *The Mechanism of the Earthquakes*. Publication of the Dominion Observatory, Ottawa, **XX**, *2* (A Symposium) (1957).
4. A. R. Ritsema, *Earthquakes Generating Stress Systems in Southeast Asia*. Bull. Seism. Soc. Am., **47**, *3*, 267—286 (1957).

Tabela 1

Nr.	Cutremurul					Planul a						Planul b						Sensul mişcării		Planul de acţiune			Vectorul nul		Sistemul de tensiuni				Tipul cutremurului	Numărul observaţiilor	Numărul discordanţelor	Caracterul soluţiei
									Vectorul de mişcare						Vectorul de mişcare										P		T					
	Data şi ora	φ°_{N}	λ°_{E}	h km	M	Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea e°	Direcţia	Înclinarea	Unghiul de alunecare	Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea	Unghiul de alunecare	Dextral	Sinistral	Direcţia	Direcţia înclinării	Înclinarea e°	Direcţia	Înclinarea e°	Direcţia	Înclinarea	Direcţia	Înclinarea				
1	1935 II 25 02 : 51 : 31	36,0	25,0	80	—	N72V	N18E	70	N45V	50	54	N45E	S45E	40	S18V	20	32	a	b	N4E	N86V	58	S86E	32	N9V	17	S58V	52	V_p	17	—	S_2
2	1935 III 18 08 : 40 : 45	35,5	27,0	130	$6^1/_4$	N34V	N56E	70	N13E	64	73	N77V	S13V	26	S56V	20	40	a	b	N51E	N39V	74	S39E	26	N44E	23	S81V	61	V_p	15	—	S_2
3	1937 XII 16 17 : 35 : 27	35,7	23,2	100	$6^1/_2$	N22V	S68V	80	N52V	70	72	S52E	S52E	20	N68E	10	31	a	b	N72E	N18V	72	S18E	18	N48E	50	S82V	33	V_t	9	—	S_1
4	1942 VI 21 04 : 38 : 34	36,4	27,4	130	$6^1/_4$	N24V	S66V	54	N62V	40	51	N28E	S62E	50	N66E	36	49	b	a	N90E	N0V	60	S0E	30	N88V	3	N6E	59	V_p	11	—	S_2
5	1943 X 16 13 : 08 : 46	36,4	27,9	110	$6^1/_4$	N55V	S35V	80	N73V	60	61	N17E	S73E	30	N35E	10	21	b	a	N40E	N50V	62	S50E	28	S58V	28	N4E	48	V_p	17	2	S_2
6	1944 I 5 07 : 44 : 04	36,4	27,4	i	5,0	N18V	S72V	70	N58V	60	66	N32E	S58E	30	N72E	20	43	a	b	N80E	N10E	68	S10E	12	N39E	58	S89V	21	V_t	7	1	S_1
7	1944 V 27 23 : 52 : 25	37,2	28,3	100	$6^1/_4$	N52V	N38E	80	N48V	18	20	N42E	S48E	68	S38V	10	11	a	b	N10E	N80V	22	S86E	68	N4V	6	S84V	20	V_p	9	1	S_1
8	1946 IV 5 20 : 53 : 58	35,1	23,4	100	6,0	21V	S69V	76	S84V	76	86	N6V	N84E	14	N69E	14	76	b	a	N70E	N20E	86	S20E	40	S71V	30	N64E	59	V_p	13	—	S_1
9	1947 VII 7 22 : 35 : 38	37,2	20,8	100	—	N26E	S64V	80	N38V	50	51	N52E	S38E	40	N64E	10	15	b	a	N72E	N28V	52	S18E	38	S87V	25	N26E	42	V_p	7	1	S_1

POSIBILITATEA VARIAȚIEI ÎN TIMP A SUPRAFEȚEI MOHOROVIČIĆ[1)]

DE

LIVIU CONSTANTINESCU

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu nr. 21

INTRODUCERE

Una din problemele cele mai mult discutate și mai controversate în ultimii zece ani în legătură cu scoarța terestră și cu mantaua superioară a fost aceea a naturii fizice a suprafeței (sau zonei) care separă aceste două entități majore ale părții exterioare a planetei noastre. Identificată pe cale de observații prin creșterea rapidă sau discontinuă a funcției ce exprimă dependența dintre viteza undelor seismice și adîncime, suprafața Mohorovičić poate fi (și a fost) considerată a corespunde fie unei schimbări chimice, fie unei tranziții de fază a materialului care intră în compoziția acestor zone ale Pămîntului.

Scopul lucrării de față nu este să treacă în revistă argumentele pro și contra în legătură cu nici una din aceste ipoteze. Asemenea argumente pot fi găsite într-o serie de articole mai mult sau mai puțin clar situate de partea concepției schimbării chimice (de ex. Harris și Rowell 1960, Bullard și Griggs 1961, Ringwood 1962, Ringwood și Green 1966, Mc Connell et al. 1967, Borchert și Böttcher 1967 etc.), precum și în alte lucrări susținînd punctul de vedere al schimbării de fază (de ex. Lovering 1958, Kennedy 1959, Mac Donald și Ness 1960, Wetherill 1961, Cook 1962, van de Lindt 1967, Joyner 1967 etc.) sau încercînd realizarea unui compromis între cele două ipoteze rivale (în special Wyllie 1963a, 1963b și 1965). Ceea ce urmărește această lucrare este să atragă atenția asupra faptului că, deși starea actuală a cunoștințelor din domeniul respectiv este încă prea nesigură pentru a permite o hotărîre categorică, adică o alegere fără ezitare între cele două concepții contradictorii, există totuși avantaje evidente pentru admiterea punctului de vedere al tranziției de

[1)] Lucrare prezentată la „Simpozionul asupra discontinuității Mohorovičić", organizat în cadrul programului de reuniuni științifice legate de sărbătorirea centenarului Academiei Iugoslave de Științe și Arte, Zagreb, 26—30 martie 1968.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM. 6, NR. 2, P. 217—223, BUCUREȘTI, 1968

fază, cel puţin pentru porţiunile continentale şi că în cadrul acestei ipoteze suprafaţa Mohorovičić poate prezenta variaţii în timp. Simultan cu prezentarea acestui punct de vedere, se dă şi o scurtă privire de ansamblu asupra stării actuale a problemei variaţiilor în timp ale suprafeţei Mohorovičić.

IPOTEZA TRANZIŢIEI DE FAZĂ ŞI IMPLICAŢIILE EI GEODINAMICE

Ideea fundamentală a ipotezei pe care o vom adopta pentru consideraţiile noastre asupra posibilităţii variaţiei în timp a discontinuităţii Mohorovičić este că părţile exterioare ale Pămîntului — poate pînă la adîncimi de circa 100 km — au compoziţia chimică a bazaltului şi prin urmare constituentul porţiunii imediat subcrustale a mantalei superioare ar fi eclogitul, corespunzînd chimic bazaltului, dar avînd proprietăţi fizice diferite, în particular parametri elastici diferiţi şi densitate diferită, ceea ce ar putea explica discontinuitatea netă prezentată de vitezele seismice. În consecinţă, discontinuitatea Mohorovičić care separă scoarţa inferioară de mantaua superioară ar reprezenta o tranziţie de fază de la bazaltul celei dintîi la eclogitul celei din urmă.

Marea versatilitate a ipotezei tranziţiei de fază şi implicaţiile ei privind posibilitatea variaţiei în timp a discontinuităţii Mohorovičić rezultă din faptul că poziţia suprafeţei (sau zonei) tranziţiei de fază este determinată de condiţiile de temperatură şi presiune, descrise cantitativ de curba lui Clapeyron. În consecinţă, atît variaţiile în timp, cît şi cele în spaţiu ale acestor parametri — şi, evident, asemenea variaţii sînt de aşteptat ca urmare a intervenţiei mai multor cauze — vor conduce la variaţii în timp şi spaţiu ale discontinuităţii Mohorovičić: mişcări verticale succesive (subsidenţe şi ridicări) şi ondulaţii laterale locale (căderi şi ridicări în pante line).

Cele care ne interesează acum sînt cele din prima categorie. Este evident că o serie întreagă de factori pot influenţa poziţia izogeotermelor în interiorul Pămîntului şi, prin urmare, nivelul discontinuităţii Mohorovičić, considerată ca o suprafaţă de tranziţie de fază. Menţionăm dintre aceşti factori: generarea de căldură prin dezintegrări radioactive, încărcarea prin depunere de sedimente, reajustări izostatice corespunzătoare, efecte de izolare termică ale stratelor sedimentare, variaţii de temperatură la suprafaţa Pămîntului, efecte ale unor eventuali curenţi de convecţie etc.

Determinate de unul ori altul (sau de mai mulţi) dintre factorii amintiţi mai sus, mişcările verticale ale izogeotermelor conduc la migrarea în sus şi în jos a discontinuităţii Mohorovičic şi la provocarea de expansiuni sau contracţii ale materialului care constituie scoarţa şi mantaua superioară. Din aceste variaţii rezultă schimbări în nivelul suprafeţei terestre, oferind vaste posibilităţi de a explica multe dintre (dacă nu toate) aspectele complexei fenomenologii a orogenezei (Kennedy, 1959, Wyllie, 1963b).

METODE DE A STUDIA VARIAȚIA ÎN TIMP A SUPRAFEȚEI MOHOROVIČIĆ CONSIDERATĂ CA O LIMITĂ DE TRANZIȚIE DE FAZĂ

Dată fiind evoluția lentă a fenomenului pe care-l avem în vedere, chiar dacă s-ar putea observa direct discontinuitatea Mohorovičić, o abordare directă a studiului variației ei în timp nu ar fi posibilă din cauza scării de timp. În consecință, este necesar să se adopte un model, să se aleagă valori potrivite pentru parametrii care îl definesc și, în cadrul inevitabilelor simplificări, să se urmărească evoluția modelului pe baza calculelor numerice.

În ciuda tuturor simplificărilor aduse condițiilor reale complexe — mai curînd grosiere suprasimplificări —, rezolvarea acestei probleme rămîne totuși foarte grea. Principalele dificultăți sînt legate de neliniaritatea relațiilor dintre parametrii care definesc condițiile la limita de fază și chiar de alegerea valorilor numerice ale acestor parametri (Subbotin et al. 1964, van de Lindt 1967, Joyner 1967). Perspective promițătoare de rezolvare prezintă metodele diferențelor finite utilizate de MacDonald și Ness (1960) și calculele de stări staționare aplicate de Wetherill (1961). Aproximațiile analitice (O'Connell și Wasserburg 1967) pot conduce la cunoașterea unora dintre caracteristicile modelului și sînt de asemenea foarte utile pentru pregătirea drumului spre o soluție, chiar dacă nu furnizează efectiv o soluție clară.

CÎTEVA REZULTATE PRIVIND EVOLUȚIA DISCONTINUITĂȚII MOHOROVIČIĆ ÎN CADRUL CONCEPȚIEI TRANZIȚIEI DE FAZĂ

Principalele rezultate din domeniul variației în timp a discontinuității Mohorovičić, concepută ca o limită de tranziție de fază, au fost obținute cu prețul unor suprasimplificări severe și al unor calcule totuși voluminoase, de către MacDonald și Ness (1960), Wetherill (1961) și — mai recent — pe baza unor ipoteze îmbunătățite de către van de Lindt (1967), Joyner (1967) și O'Connell și Wasserburg (1967).

Fără a fi comune tuturor procedeelor folosite de acești cercetători, elementele de bază ale concepției care a permis să se obțină cele mai importante rezultate sînt următoarele:

a) se admite că „scoarța" se găsește între o limită de tranziție de fază care o separă de manta și un bazin de sedimentare puțin adînc;

b) se adoptă un model uni-dimensional de „stratificare" și prin urmare ecuația generală a propagării căldurii

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k_i}{\rho_i c_i} \nabla^2 T + \frac{\varepsilon_i}{\rho_i c_i} + \vec{v}_i \cdot \nabla T, \tag{1}$$

(în care T este temperatura, t timpul, k_i, ρ_i, c_i, ε_i și v_i fiind respectiv conductibilitatea termică, densitatea, căldura specifică, intensitatea surselor de căldură radiogenă și viteza deplasării stratului de ordin i din stratificare) poate fi înlocuită prin

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k_i}{\rho_i c_i} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\varepsilon_i}{\rho_i c_i} + v_i \frac{\partial T}{\partial x}, \tag{2}$$

evident în ipoteza că mişcarea celui de-al i-lea strat se face cu viteza v_i exclusiv în direcţia x, considerată ca perpendiculară pe „stratificaţie";

c) se determină mişcarea limitei de tranziţie de fază precum şi evoluţia suprafeţelor superioară şi inferioară ale sedimentelor folosind o curbă Clapeyron arbitrar aleasă. Variaţia de temperatură este calculată

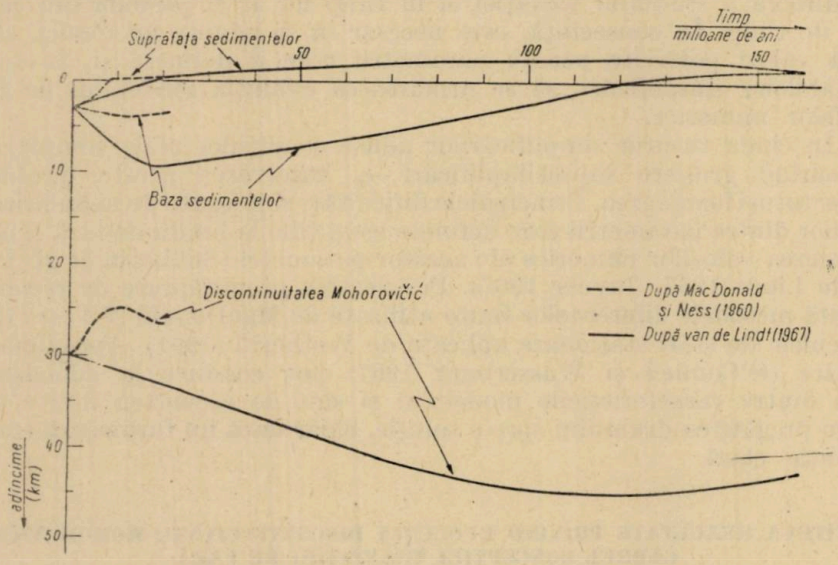


Fig. 1. — Evoluţia discontinuităţii Mohorovičić sub un bazin de sedimentare.

pe baza ecuaţiei (2), care se rezolvă, pentru anumite condiţii la limită şi de continuitate şi pentru anumite valori rezonabile ale parametrilor, prin metode de diferenţe finite, fie admiţîndu-se menţinerea echilibrului izostatic şi realizarea echilibrului termic (MacDonald şi Ness 1960), fie fără a se neglija reajustările izostatice şi transferul de căldură (van de Lindt 1967, Joyner 1967), precum şi prin calcule de stări staţionare (Wetherill 1961).

Un prim rezultat caracteristic este reprezentat în figura 1. Considerîndu-se un bazin de sedimentare puţin adînc (adîncime iniţială: 2,7 km), se indică evoluţia suprafeţei şi bazei sedimentelor, precum şi aceea a discontinuităţii Mohorovičić, aşa cum au fost obţinute de MacDonald şi Ness (1960) fără luarea în considerare a izostaziei şi a transferului de căldură datorit convecţiei (linia întreruptă) pînă la 21.10^6 ani şi de van de Lindt, care nu neglijează aceste fenomene (linia continuă), pînă la 160.10^6 ani. Umplerea depresiunii iniţiale pînă la nivelul mării se efectuează în cazul de pe urmă în aproximativ 18.10^6 ani, după care suprafaţa superioară a sedimentelor începe să se ridice deasupra suprafeţei mării. Grosimea maximă de sedimente este de circa 10 km, iar adîncimea maximă a discontinuităţii Mohorovičić, identificată cu limita tranziţiei de fază, este de aproximativ 45 km. Eroziunea care are loc cînd suprafaţa superioară a sedimentelor este deasupra nivelului mării contribuie la ridicarea discontinuităţii Mohorovičić, tendinţă care se poate recunoaşte în figură. Ce este de subliniat este diferenţa netă dintre rezultatele lui MacDonald şi Ness

și acelea ale lui van de Lindt, mai ales în ceea ce privește grosimea sedimentelor depuse. În mod evident, explicația trebuie căutată în faptul că van de Lindt ține seama de reajustarea izostatică.

Un al doilea exemplu, de astă dată o comparație între rezultatele obținute în cadrul unor ipoteze aproape asemănătoare între ele, dar cu

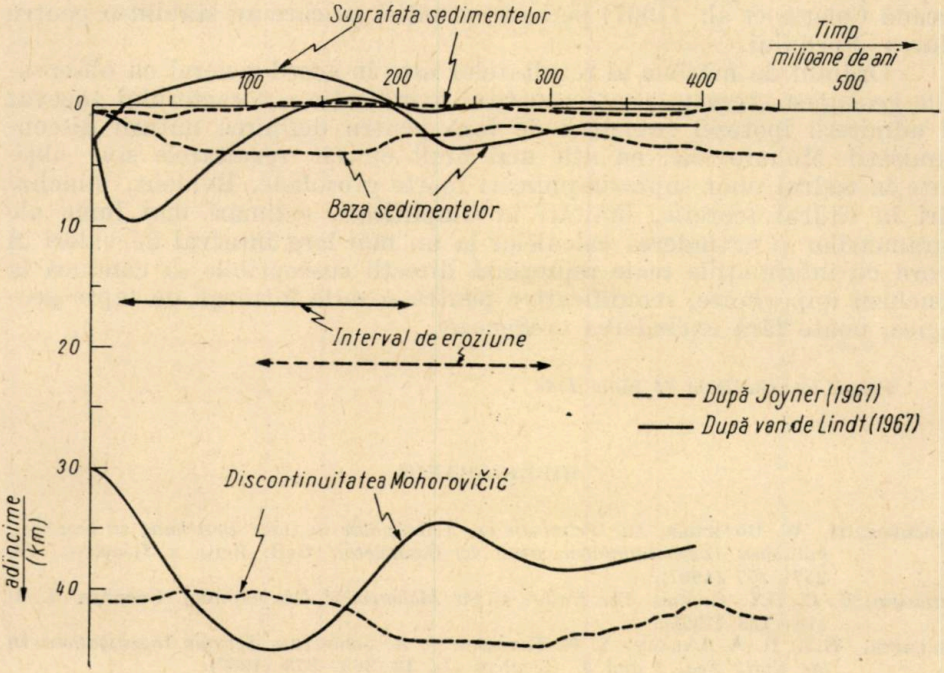


Fig. 2. — Alternarea de ridicări și subsidențe în evoluția discontinuității Mohorovičić sub un bazin de sedimentare.

diferite valori numerice pentru parametri, este reprezentat în figura 2, pe baza datelor furnizate de calculele lui van de Lindt (linia continuă), respectiv ale lui Joyner (linia întreruptă). Atît deosebirile, cît și asemănările pot fi ușor identificate în figură. O subliniere specială merită o anumită particularitate: existența de perioade succesive de ridicare și de subsidență ale limitei de tranziție de fază, cu alte cuvinte ale discontinuității Mohorovičić, precum și ale suprafeței sedimentelor, adică alternarea de perioade de predominare a eroziunii și de perioade de predominare a depunerii.

Este deosebit de interesant să se noteze intervenția efectelor de izolare termică, datorită sedimentelor, prin producerea unei ridicări de temperatură și, deci, a unei deplasări în jos a limitei de tranziție de fază.

OBSERVAȚII FINALE

Asimilarea discontinuității Mohorovičić cu o limită de tranziție de fază oferă perspective foarte promițătoare de a se ajunge la explicații rezonabile pentru mai multe fapte bine stabilite geologic, printre altele

apariția de mari grosimi de sedimente depuse în ape relativ puțin adînci, precum și de ridicări și subsidențe alternative ale suprafeței lor. Mecanismul fenomenului implică importante variații în timp ale discontinuității Mohorovičić și furnizează unele indicații asupra „procesului sau proceselor necunoscute", prin care „într-adevăr discontinuitatea Mohorovičić s-a mișcat și este de presupus că încă se mișcă în sus", cum sînt înclinați să creadă Colette et al. (1967) pe baza situației pe care au stabilit-o pentru Marea Nordului.

Ordinul de mărime al rezultatelor este în acord general cu observațiile geologice. Aceasta poate constitui o indicație a caracterului adecvat al admiterii ipotezei tranziției de fază pentru definirea naturii discontinuității Mohorovičić, cu atît mai mult cu cît rezultatele sînt obținute în cadrul unor suprasimplificări foarte grosolane. Evident, ameliorări în cadrul teoretic, limitări în simplificări, estimări mai bune ale parametrilor și extinderea calculelor la un mai larg interval de valori în acord cu informațiile reale reprezintă direcții susceptibile să conducă la concluzii importante, semnificative pentru o serie întreagă de fapte geologice, poate fără excluderea orogenezei.

Primit la redacție la 15 iunie 1968

BIBLIOGRAFIE

BORCHERT, H., W. BÖTTCHER, *Zur Petrologie der Lithosphäre in ihrer Beziehung zu geophysikalischen Diskontinuitäten, auch der Gesamterde*. Gerl. Beitr. z. Geophys., **76**, 257–277 (1967).

BULLARD, E. C., D.T. GRIGGS, *The Nature of the Mohorovičić Discontinuity*. Geophys. J., **6**, 118–123 (1961).

COLLETTE, B.J., R. A. LAGAAY, A. R. RITSEMA, J. A. SCHOUTEN, *Seismic Investigations in the North Sea, 1 and 2*. Geophys. J., **12**, 363–373 (1967).

COOK, KENNETH L., *The Problem of the Mantle-Crust Mix: Lateral Inhomogeneity in the Uppermost Part of the Earth's Mantle*. Adv. in Geophys., **9**, 295–360 (1962) (Academic Press).

HARRIS, P.G., J. A. ROWELL, *Some Geochemical Aspects of the Mohorovičić Discontinuity*. J. Geophys. Res., **65**, 2443–2459 (1960).

JOYNER, WILLIAM B., *Basalt-Eclogite Transition as a Cause for Subsidence and Uplift*. J. Geophys. Res., **72**, 4977–4998 (1967).

KENNEDY, G. C., *The Origin of Continents, Mountain Ranges and Ocean Basins*. Amer. Scientist, **47**, 491–504 (1959).

LOVERING, J. F., *The Nature of the Mohorovičić Discontinuity*. Trans. Amer. Geophys. Un., **39**, 947–955 (1958).

MAC DONALD, GORDON J. F., NORMAN F. NESS, *Stability of Phase Transitions within the Earth*. J. Geophys. Res., **65**, 2173–2190 (1960).

MC CONNELL, ROBERT K., JR., LESLIE A. MC CLAINE, D. WILLIAM LEE, JAMES R. ARONSON, RONALD V. ALLEN, *A Model for Planetary Igneous Differentiation*. Rev. Geophys., **5**, 121–172 (1967).

O'CONNELL, RICHARD J., G. J. WASSERBURG, *Dynamics of the Motion of a Phase Change Boundary to Changes in Pressure*. Rev. Geophys., **5**, 329–410 (1967).

RINGWOOD, A. E., *A Model for the Upper Mantle*. J. Geophys. Res., **67**, 857–867 & 4473–4477 (1962).

RINGWOOD, A. E., D. H. GREEN, *An Experimental Investigation of the Gabbro-Eclogite Transformation and Some Geophysical Implications*. Tectonophys., **3**, 383–427 (1966).

SUBBOTIN, S. I., G. L. NAUMCIK, I. S. RAHIMOVA, *Protessi v verhnei mantii Zemli i sviazi s nimi stroenia zemnoi kori*. Naukova Dumka, Kiev, 136 pp., 1964.

VAN DE LINDT, W. J., *Movement of the Mohorovičić Discontinuity under Isostatic Conditions*. J. Geophys. Res., **74**, 1289—1297 (1967).

WETHERILL, G. W., *Steady-State Calculations Bearing on Geological Implication of a Phase-Transition Mohorovičić Discontinuity*. J. Geophys. Res., **66**, 2983—2993 (1961).

WYLLIE, PETER J., *The Nature of the Mohorovičić Discontinuity, A Compromise*. J. Geophys. Res., **68**, 4611—4619 (1963 a).

WYLLIE, PETER J., *The Mohorovičić Discontinuity and the Orogenic Cycle*. Trans. Amer. Un., **44**, 1064—1071 (1963 b).

WYLLIE, PETER J., *A Modification of the Geosyncline and Tectogene Hypothesis*. Geol. Mag., **102**, 231—245 (1965).

ASUPRA PARAMETRILOR FIZICI BIOTROPI DIN ZONELE VERZI ȘI ZONELE CITADINE

DE

ALEX. GRIGORIU [1], VALERIA WINTER [2], MAGDA CAZAN-CORBASCA [1], MIRELA PETRESCU [3], CANTEMIR ANGHELESCU [4], GH. ANDREESCU [4]

Senzația de temperatură este dirijată la om atît de caracteristicile mediului cît și de funcția regulatoare termică a organismului, care modifică, după necesități, circulația periferică a sîngelui și transpirația.

În condiții foarte diferite omul poate încerca o aceiași senzație de temperatură. Aceasta depinde de:

— temperatura aerului în înțeles cinetic T_a,
— temperatura radiativă a mediului T_r,
— viteza de ventilație v (în km/h),
— deficitul de umezeală pînă la saturație, adică uscăciunea aerului $\delta x = x_s\ (T_a) - x$ (grame vapori/kg aer), mărime care solicită evaporarea transpirației, $x = \frac{m_v}{m_a}$ fiind concentrația masică a vaporilor, denumită curent coeficientul de amestec.

Legătura dintre parametrii cauzali T_a, T_r, v și δx, pe de o parte și efectul biologic (adică senzația de temperatură) pe de altă parte, este exprimată prin temperatura biologică efectivă T_e. Aceasta se studiază separat pentru cazul omului gol pînă la brîu, T_{eg} și pentru cazul omului îmbrăcat obișnuit, T_{ei}.

Senzațiile termice identice, în condiții de mediu diferite, corespund la valori identice ale temperaturii biologice efective.

Temperatura biologică efectivă a fost studiată și tabelată în grafice speciale, în funcție de parametrii care o determină.

Noi ne-am folosit de graficele lui Bedford care însoțesc trusa noastră de fabricație Baird-Tatlock (Anglia), destinată deducerii temperaturii

[1] Facultatea de fizică, Universitatea din București.
[2] Centrul de cercetări geofizice, București, B-dul Ana Ipătescu, nr. 21.
[3] Institutul de construcții, București.
[4] Sanepid-ul Capitalei.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM 6, NR. 2, P. 225–233, BUCUREȘTI, 1968

biologice efective din măsurători cu termometrul uscat T_a, termometrul umed T', termometrul cu glob înegrit T_g, precum și din timpul Δt de răcire a katatermometrului, între două temperaturi standard egal distanțate de 36,5°C (temperatura corpului omenesc).

Lucrarea a fost realizată în colaborare cu SANEPID-ul Capitalei în vara anului 1962, făcîndu-se determinări comparative între zona verde și zona citadină, la umbră și soare, în 26 de puncte de observație.

În tabela 1 sînt prezentate domeniile de valori ale parametrilor amintiți mai sus, obținute în cele 26 de puncte de observație.

Tabela 1

	T_a	25,5	÷	31,2°C
	T_r	25,3	÷	93,3°C
	v	0,567	÷	10,6 km/h
T_e	T_{eg}	20,0	÷	29,9°C
	T_{ei}	22,4	÷	30,5°C

Din cauză că atît zonele verzi (parcurile) cît și zonele citadine de comparație au prezentat o mare variație de condiții (întindere, acoperire cu vegetație, înălțime, extensiune, orientare și densitatea clădirilor) am constatat că valorile medii sînt mai puțin expresive decît domeniile de împrăștiere a valorilor parametrilor studiați. De altfel domeniile de împrăștiere corespund tocmai necesității de a studia *nu o anumită* zonă verde față de zona citadină, *ci toate tipurile* de zone verzi față de toate tipurile de zone citadine și a vedea astfel limitele între care se manifestă diferențierea între cele două tipuri de zone.

În acest scop am calculat, pentru fiecare parametru, diferențele valorilor obținute *simultan* în fiecare pereche de puncte, unul amplasat în zona verde și altul într-o zonă citadină nu prea depărtată.

Am obținut astfel excesul valorilor din zona citadină față de zona verde învecinată pentru:

— temperatura aerului (ΔT_a),

— temperatura cîmpului radiativ (ΔT_r),

— vîntul (Δv),

— umezeala aerului, exprimată prin tensiunea vaporilor e, prin coeficientul amestecului x, prin umezeala absolută a și prin umezeala relativă U (Δe, Δx, Δa, ΔU),

— uscăciunea aerului, exprimată prin deficitul mărimilor de mai sus δe, δx, δa, δU, pînă la valorile lor la saturație ($\Delta\delta e$, $\Delta\delta x$, $\Delta\delta a$, $\Delta\delta U$).

Mersul diurn al tuturor acestor valori, între orele 10 și 21, este prezentat în figura 1.

Pentru temperatura aerului, excesul ΔT_a ne indică că orașul este aproape totdeauna mai cald (cu $1 \div 3$°C) decît zona verde, putînd însă fi și ușor mai rece (< 1°C) în primele ore ale dimineții. În spre amiaza termică (ora 14) excesul termic al orașului este mai mic și împrăștierea valorilor de asemenea. Împrăștierea este mai mare dimineața și către seară (probabil din cauza orientării variate a străzilor) [1].

Pentru temperatura de radiaţie, excesul ΔT_r atinge dimineaţa valori foarte mari (pînă la +35°C), putînd însă fi şi neînsemnat în cazul orientării străzilor în direcţia radiaţiei incidente solare, din cursul dimineţii.

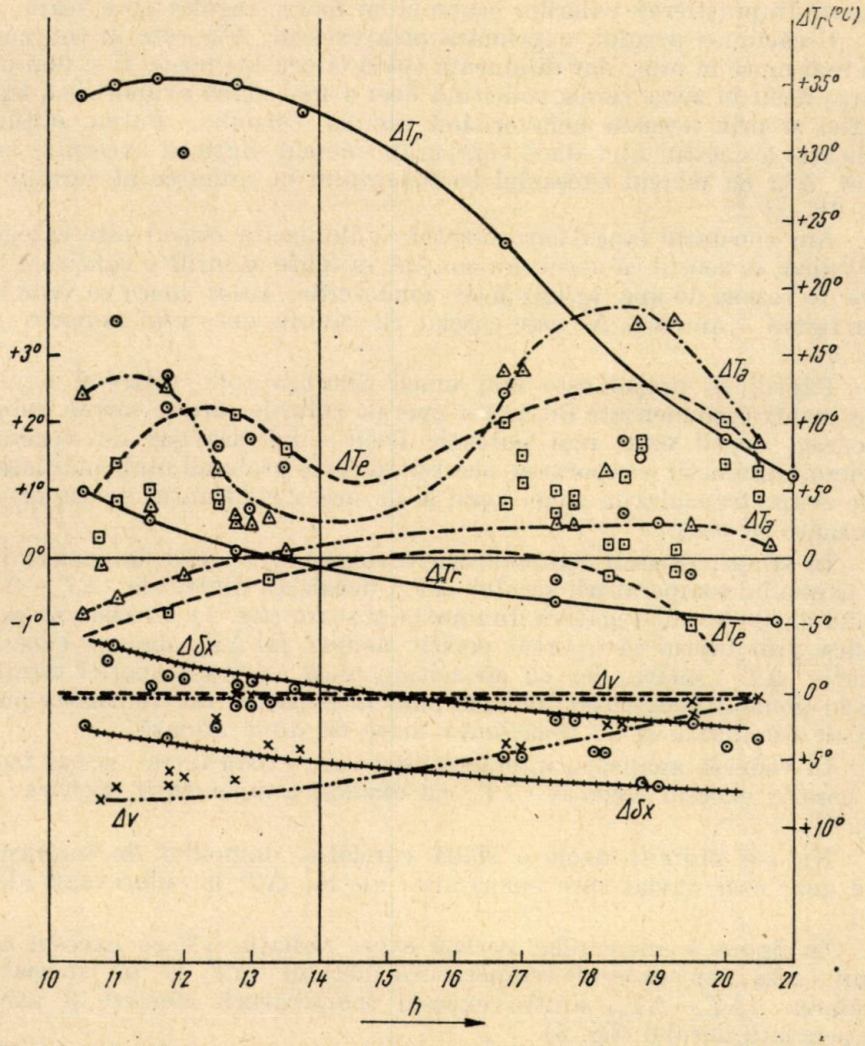


Fig. 1. — Variaţia diurnă a excesului temperaturii radiative ΔT_r, a temperaturii aerului ΔT_a, a temperaturii efective ΔT_e, a vitezei vîntului Δv şi a deficitului de umezeală $\Delta \delta x$.

Atît valoarea excesului radiativ cît şi domeniul enorm de împrăştiere scad puternic spre seară, cînd valorile se restrîng între +10°C şi −5°C, indicînd deci şi posibilitatea unui deficit radiativ al oraşului faţă de zonele verzi.

Pentru vînt, excesul Δv ne arată că oraşul este permanent mai bine ventilat faţă de zonele verzi, aceasta din cauza efectului aerodinamic

la care este supus aerul în urma constrîngerii de a circula pe străzi cu secţiune îngustă faţă de circulaţia liberă din zonele verzi. Valorile maxime ale excesului Δv, care dimineaţa pot atinge 8 km/h, scad net spre seară odată cu încetarea brizei de zi. În tot cursul zilei excesul poate fi şi neînsemnat. Împrăştierea valorilor scade şi ea foarte regulat spre seară.

Uscăciunea aerului, exprimată prin excesul $\Delta\delta x$ este în tot cursul zilei mai mare în oraş, dar dimineaţa (pînă la ora 14) poate fi şi mai mică în oraş decît în zona verde, solicitînd deci o mai slabă evaporare a transpiraţiei şi prin aceasta nefavorizînd răcirea corpului. Putem obţine o explicaţie a acestui fapt dacă comparăm mersul diurn al excesului uscăciunii $\Delta\delta x$ cu mersul excesului coeficientului de amestec al aerului Δx (fig. 2).

Am constatat faptul surprinzător că dimineaţa oraşul este categoric mai umed, în sensul că aerul său conţine în toate cazurile o cantitate mai mare de vapori de apă (g/kg) decît zona verde. Acest lucru se vede bine şi în figura 3, în care Δx este corelat cu valorile excesului radiativ ΔT_r (fig. 3).

Faptul că oraşul este mai umed dimineaţa nu poate fi explicat decît printr-o condensare intensă a apei pe zidurile care se răcesc radiativ în cursul nopţii mult mai puternic decît solul protejat de vegetaţie. În cursul dimineţii evaporarea acestei ape este probabil mult mai intensă decît evapo-transpiraţia zonei verzi şi de aceea conţinutul de vapori este mai mare în oraş.

În sfîrşit, excesul temperaturii biologice ΔT_e este în genere inferior excesului temperaturii aerului ΔT_a, decalarea dintre ele $(\Delta T_e - \Delta T_a)$, putînd chiar deveni negativă dimineaţa şi seara (fig. 1). Aceasta se poate explica prin faptul că aportul pozitiv asupra lui ΔT_e, datorit excesului radiativ ΔT_r (mare, dar cu eficacitate mică asupra senzaţiei termice), este în general compensat biologic pînă la depăşire de ventilaţia puternică de dimineaţă şi de uscăciunea mare de după amiază.

În vederea analizării interacţiunilor care există între aceşti factori am corelat excesul radiativ ΔT_r cu excesul temperaturii efective ΔT_e (fig. 4).

Nu s-a obţinut decît o slabă corelaţie, domeniul de împrăştiere fiind doar uşor deviat spre valori mari ale lui ΔT_e la valori mari ale lui ΔT_r.

În figura 5 am corelat acelaşi exces radiativ ΔT_r cu excesul uscăciunii $\Delta\delta x$, cu excesul temperaturii aerului ΔT_a şi în special cu decalarea $(\Delta T_e - \Delta T_a)$ dintre excesul temperaturii efective şi excesul temperaturii aerului (fig. 5).

Valorile negative ale decalării ne arată că temperatura efectivă T_e a rămas în urma temperaturii aerului T_a, ca o consecinţă a unei acţiuni de răcire biologică. Din figura 5 reiese clar că în toate cazurile cînd decalarea are valori negative, acesteia îi corespund valori pozitive ale excesului de uscăciune, deoarece uscăciunea măreşte răcirea prin evaporarea transpiraţiei. Răcirea biologică apare deci strîns corelată cu excesul de uscăciune.

De asemenea se vede din figura 5 că ΔT_a şi $\Delta\delta x$ cresc simultan, deoarece, cînd creşte excesul temperaturii aerului, se îndepărtează şi valoarea la saturaţie a umezelii.

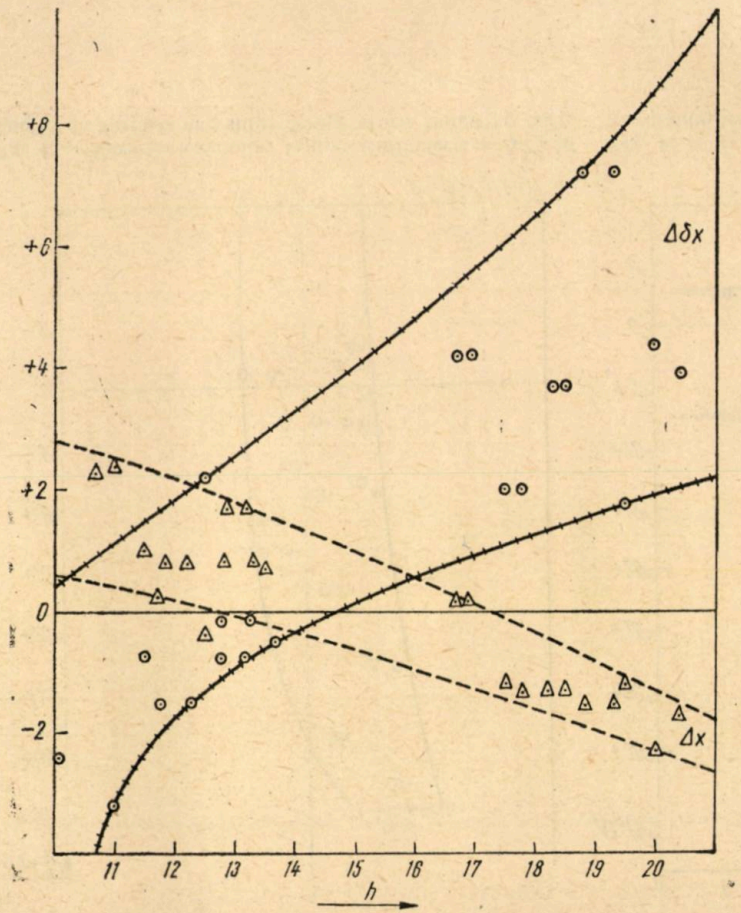


Fig. 2. — Variația diurnă a excesului deficitului de umezeală $\Delta\delta x$ și a excesnlui coeficientului de amestec al aerului Δx.

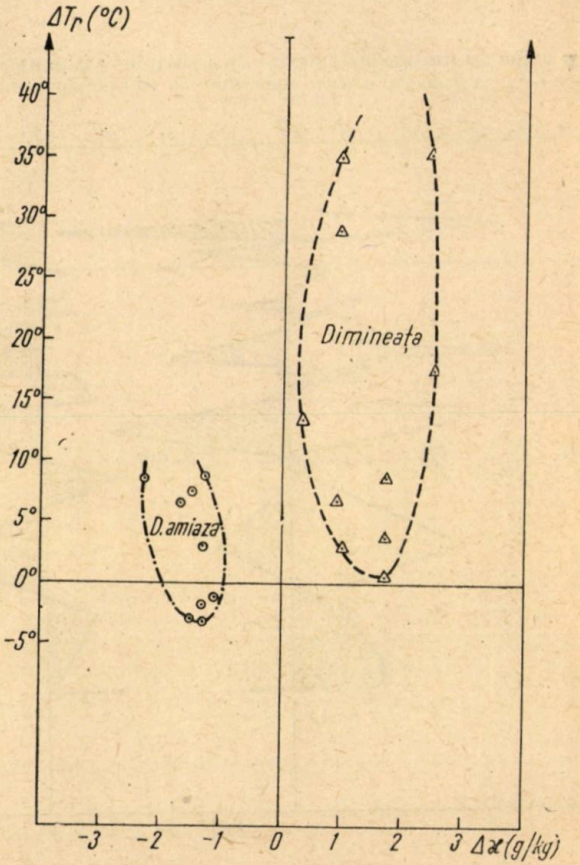


Fig. 3. — Variația diurnă a excesului coeficientului de amestec al aerului Δx în funcție de variația diurnă a excesului temperaturii radiative ΔT_r.

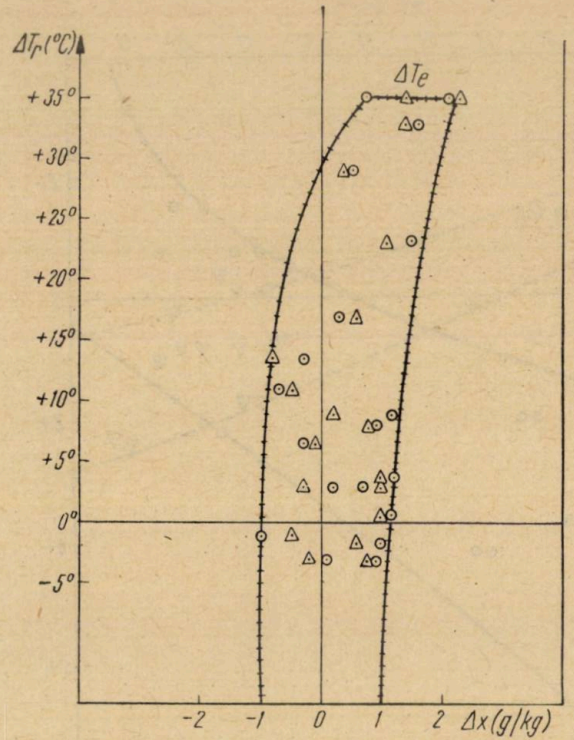


Fig. 4. — Variația excesului temperaturii efective ΔT_e în funcție de variația excesului temperaturii radiative ΔT_r.

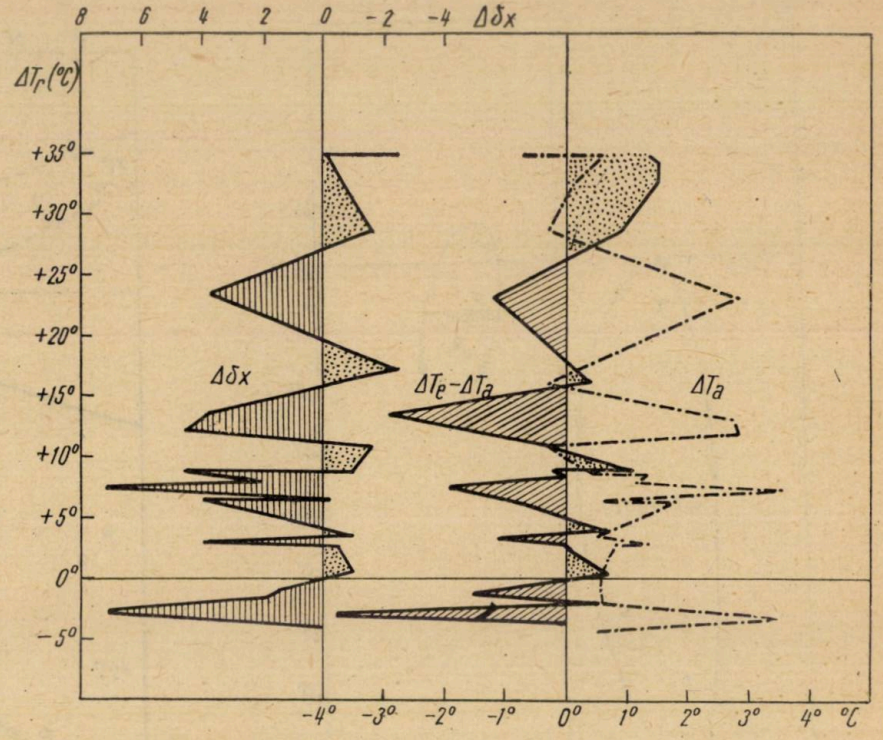


Fig. 5. — Variația excesului deficitului de umezeală $\Delta\delta x$, a decalării ($\Delta T_e - \Delta T_a$), a excesului temperaturii aerului ΔT_a în funcție de excesul temperaturii radiative ΔT_r.

De aici rezultă că un rol precumpănitor ca factor biologic în funcţia regulatoare termică îl joacă deficitul de umezeală pînă la saturaţie δx. El deci determină, ca agent principal, alături de temperatura aerului, temperatura biologică efectivă.

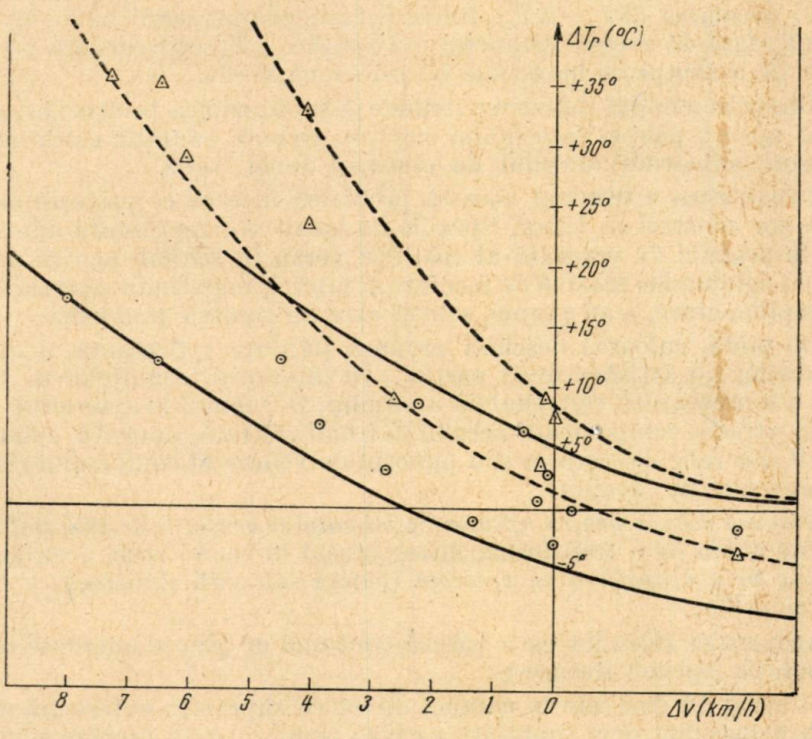


Fig. 6. — Variaţia excesului vitezei vîntului Δv în funcţie de excesul temperaturii radiative ΔT_r (△ soare ; ⊙ umbră).

Această explicaţie pare plauzibilă dacă ne gîndim ce valoare mare poate avea (datorită valorii mari a căldurii latente de evaporaţie a apei) bilanţul prin evaporaţie pe cm² şi ce mic rol poate avea densitatea de flux a cîmpului radiativ la suprafaţa pielii.

În schimb fluxul radiativ pătruns adînc în organism nu mai este acolo compensat de evaporaţie şi poate conduce la încălziri profunde, care pot fi incomodante din punct de vedere al senzaţiei termice.

O ultimă observaţie se referă la corelaţia, exprimată în figura 6, dintre ΔT_r şi excesul vitezei vîntului Δv.

Se vede că excesul vitezei vîntului Δv creşte o dată cu excesul temperaturii radiative ΔT_r, legătură vădită şi în domeniul negativ (deficitul vitezei vîntului în oraş este corelat cu deficitul temperaturii de radiaţie).

În concluzie, în cursul zilei de vară:

1) oraşul este mult mai cald (pînă la +11°C), din punct de vedere radiativ, decît zona verde;

2) din punctul de vedere al temperaturii biologice efective oraşul este numai uşor mai cald (~ 1°C) decît zona verde;

3) dimineaţa oraşul este mai umed, iar după amiaza mai uscat decît zona verde;

4) excesul vitezei vîntului şi al temperaturii biologice efective cresc odată cu excesul temperaturii radiative;

5) decalarea ($\Delta T_e - \Delta T_a$) dintre excesul temperaturii biologice efective ΔT_e faţă de excesul temperaturei aerului ΔT_a este dirijată precumpănitor de deficitul de uscăciune faţă de zona verde.

Deoarece cîmpul radiativ pătrunde în profunzimea ţesuturilor, avînd acţiune nocivă asupra sistemului nervos, trebuie căutată calea pentru apropierea climatului oraşului de climatul zonei verzi.

Urbanistica a rezolvat această problemă în ceea ce priveşte oraşele care se vor construi în viitor. Spaţiile de locuit vor reprezenta adevărate insule în oceanul de verdeaţă al spaţiilor verzi. În schimb pentru oraşele vechi, cu aglomerări masive de locuinţe şi fabrici, neputîndu-se creia spaţii verzi suplimentare, s-au propus soluţii care nu rezolvă problema.

De pildă, culoarea deschisă propusă, puternic reflectantă, a zidurilor clădirilor nu satisface decît parţial. În interiorul locuinţelor se poate obţine o temperatură convenabilă a aerului, în schimb în exteriorul acestora, în stradă, temperatura aerului va fi mai ridicată, datorită adaosului provenit din reflexie, ceea ce din punctul de vedere al confortului citadin va reprezenta un neajuns.

Singura soluţie pentru apropierea climatului oraşului de climatul zonei verzi este aceea de a transforma întreg oraşul în zonă verde, aceasta realizîndu-se *prin acoperirea cu verdeaţă* (iederă sau viţă sălbatecă) *a majorităţii zidurilor.*

Acoperirea zidurilor cu o pătură continuă de plante aderente reprezintă soluţia optimă deoarece:

— aerul nu mai este în contact direct cu suprafaţa exterioară a clădirii, ea nemaifiind deci suprafaţa activă; acest rol este preluat acum de stratul de plante;

— o parte din radiaţia solară incidentă este reflectată de stratul de plante; această reflexie este funcţie de lungimea de undă a radiaţiei incidente. Reflexia este mai puternică la lungimile de undă > 750 mμ (IR) şi mai scăzută la cele < 700 mμ în vizibil şi UV [2].

Prin contrast, reflexia pe stratul de beton uscat este aproximativ aceiaşi pentru toate lungimile de undă [2];

— numai o parte mică a radiaţiei solare incidente pătrunde prin stratul de plante, fiind de asemenea dependentă de lungimea de undă a radiaţiei incidente [2];

— în fine o parte a radiaţiei solare incidente va fi absorbită de către plante. Cantitatea absorbită este mare acolo unde reflexia şi transparenţa sînt mici, deoarece suma radiaţiei absorbită, reflectată şi transmisă dă radiaţia incidentă. Cea mai puternică absorbţie (cca 90% din radiaţia incidentă) este în UV; în vizibil absorbţia ajunge la cca 25%; în timp ce în IR, după un minimum de 5—10%, absorbţia creşte din nou [2].

Deoarece radiaţia absorbită de plantă este reţinută de aceasta pentru sinteza clorofiliană, şi deci nu mai este cedată aerului sub formă de energie calorică, înseamnă că la zidul clădirii ajunge o cantitate infimă din radia-

ția solară incidentă, producîndu-se în același timp și o răcire a aerului de deasupra păturii de plante.

Suprafața zidurilor primind o cantitate mică din radiația solară incidentă, va radia la rîndul ei o cantitate mică de energie de lungime de undă lungă. Rezultatul este o temperatură ceva mai mare în imediata apropiere a zidului și una minimă în partea superioară a stratului verde aderent.

În același timp umezeala va fi în general mai ridicată în interiorul stratului de plante decît în afara aceluiași strat, din cauza evapotranspirației.

În situația plantelor aderente curentul de aer va fi puternic atenuat, mergînd adeseori pînă la calm în cuprinsul stratului. Vîntul nu va mai fi frînat în acest caz la suprafața clădirilor, ci la o înălțime care este dependentă de specia păturii de plante.

Ziua, temperatura aerului în oraș este mai mare decît în spațiile verzi, între altele și datorită proprietăților materialelor de construcție. Acestea se încălzesc mai încet dar mai puternic decît spațiile verzi. Corespunzător, cedarea căldurii decurge mai lent și deci clădirile rămîn calde mai mult timp, spre seară, decît zonele verzi.

Pătura de plante are deci rolul unui regulator termic, facilitînd menținerea zidurilor clădirilor la o temperatură convenabilă din punct de vedere al confortului termic.

De asemenea pătura de plante asigură o îmbunătățire a compoziției chimice a aerului din oraș prin sinteza clorofiliană a bioxidului de carbon. Ținînd seama de puternica absorbție din infraroșu a acesteia, încălzirea aerului va fi deci frînată prin micșorarea concentrației de CO_2.

În plus pătura de plante reprezintă și un filtru pentru pulberi, ceea ce purifică aerul și concomitent contribuie la atenuarea încălzirii acestuia.

Normal, pulberile rețin radiația solară de undă scurtă (slab absorbită de atmosferă), pe care apoi o cedează aerului atît ca radiație de undă lungă, cît și mai ales direct, sub formă de căldură [3]. Prin filtrarea pulberilor încălzirea aerului pe această cale este atenuată, ceea ce contribuie la ameliorarea regimului termic al orașului.

Primit la redacție la 30 mai 1968

BIBLIOGRAFIE

1. Dieter Lorenz, *Temperaturmessungen von Boden- und Wasseroberflächen von Luftfahrzeugen aus.* Pure and applied Geophysics, **67**, 197–220 (1967).
2. Ernst Heyer, *Witterung und Klima.* B. G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1963, p. 350–354.
3. Walter Müller, *Zu den Kondensationskernerhältnissen von Wien.* Pure and applied Geophysics, **66**, 169–182 (1967).

ASUPRA ROLULUI PARTICULEI ELEMENTARE NEUTRINO ÎN GEOFIZICĂ

DE

T. TORÓ

Universitatea din Timişoara, Facultatea de fizică

1. După cum este cunoscut, rezultatele importante ale fizicii nucleare moderne au influenţat puternic dezvoltarea ştiinţelor geofizice, geochimice şi geologice. Astăzi este unanim recunoscut că metodele dezvoltate şi folosite de fizica nucleară se utilizează în mod curent şi din ce în ce mai mult în diferitele ramuri ale geofizicii, geochimiei şi geologiei (Israel şi Krebs, 1962 ; Constantinescu et al., 1964). Folosirea fenomenului de transmutaţii radioactive a deschis calea determinării vîrstelor rocilor din scoarţa Pămîntului, apărînd astfel o nouă ramură a geofizicii, numită geocronologie nucleară (Starik, 1963 ; Kovach, 1962). Introducerea metodelor radioactive de măsurare în ştiinţele care studiază fenomenele legate de Pămînt, a făcut posibilă clarificarea şi rezolvarea unor serii de probleme, ceea ce prin metodele tradiţionale ale geofizicii, geochimiei şi geologiei ar fi fost poate imposibil sau foarte greu de soluţionat.

Cercul de probleme care se pot studia cu metodele fizicii nucleare în geofizică este foarte vast. O latură comună a acestora este că în studiul lor este necesară o colaborare activă a fizicienilor, geologilor, chimiştilor etc. În rîndurile fizicienilor din lumea întreagă se manifestă un interes viu faţă de probleme poate aparent pur geofizice sau geochimice, în rezolvarea cărora folosirea metodelor fizice de cercetare este inevitabilă.

În cele ce urmează vom analiza cîteva probleme legate de radiaţia neutrinică a Pămîntului, intensitatea şi posibilităţile ei de detectare, dorind în acelaşi timp a atrage atenţia geofizicienilor, geochimiştilor şi geologilor asupra perspectivelor pe care le poate prezenta această nouă ramură încă „în naştere" a geofizicii moderne, geofizica neutrinică.

2. Din radiaţiile nucleare la scara macroscopică prezintă importanţă în primul rînd radiaţiile α, β, γ emise de nucleele radioactive, care sînt uşor detectabile experimental. Comparativ cu acestea, radiaţia neutrinică a preparatelor $\beta^{\pm}$ -radioactive obişnuite rămîne sub limita de detectabilitate. De exemplu dacă luăm un preparat β^{+}-radioactiv de in-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM 6, NR. 2, P. 235–242, BUCUREŞTI, 1968

tensitate de 1 Curie, numărul de pozitroni (e^+) și de neutrino (ν) emiși într-o secundă este

$$W = 3{,}7.10^{10}\ e^+.s^{-1} = 3{,}7.10^{10}\ \nu.s^{-1}.$$

Deci intensitatea la un detector situat la o distanță de $R = 1$m, va fi

$$I_0 = \frac{W}{4\pi R^2} = 3{,}3.10^5\ \nu/cm^2.s. \tag{1}$$

Din radiații ionizante chiar valori mai mici sînt observabile, dar radiația neutrinică cu asemenea intensitate rămîne mult sub limitele de detectare.

Cu totul alta este situația la sursele radioactive de mari dimensiuni, de dimensiuni cosmice, cum sînt Pămîntul, Soarele, stelele etc. Din acestea radiațiile ionizante nu pot ajunge la suprafață din cauza absorbțiilor puternice ce au loc în interiorul lor. De exemplu radiația radioactivă a Pămîntului este absorbită de un strat de sol de cîțiva metri. Radiația neutrinică (ν), respectiv antineutrinică ($\tilde{\nu}$) însă nu este aroape de loc absorbită și o sursă de mari dimensiuni poate să producă intensități mult mai mari decît (1).

Marea penetrabilitate a particulelor ν și $\tilde{\nu}$, și urmările acesteia în diferite procese macroscopice și la scara cosmică au fost de mai multe ori analizate de fizicieni și astrofizicieni. Gamow et al. (1941) au atribuit o mare importanță radiației neutrinice în explozia supernovelor. Recent o serie de fizicieni dintre care amintim pe B. Pontecorvo (1963), G. Gandeliman și V. Pinaev (1959), G. Marx și N. Menyhárd (1960, 1963), H. Y. Chiu, P. Morrison și R. Stabler (1960, 1961), V. I. Rytus (1961), S.G. Matynian și N.N. Tsilosani (1961), M. A. Ruderman (1965), J.N. Bahcall (1965), C. Hayashi et al. (1962), Yôrô Ono et al. (1961), M. A. Markov (1963) și alții, au studiat diferite reacții neutrinice în special la temperaturi mari care pot juca un rol deosebit în fenomene la scara macroscopică. De asemenea, în ultimii doi-trei ani au fost efectuate o serie de cercetări experimentale legate de fizica neutrinului de mare energie și s-au dezvoltat și metodele experimentale de detectare a radiației neutrinice. În cîteva lucrări mai recente (Marx și Menyhárd, 1960, 1963; Ruderman, 1965; Eder, 1966; Isaacs și Bradner, 1964) au fost abordate problemele legate și de rolul radiației neutrinice a Pămîntului. Să analizăm mai jos ce probleme geofizice, geochimice și geologice s-ar putea rezolva, cu detectarea radiației neutrinice terestre.

3. În acest scop să trecem în revistă pe scurt, proprietățile esențiale ale particulei neutrino (ν). După cum se știe, particula elementară neutrino a fost „introdusă" în fizica nucleară pe cale teoretică, în 1933, de către W. Pauli, pentru a înlătura contradicțiile legate de aparenta încălcare a principiului conservării energiei, impulsului și a momentului cinetic în dezintegrarea β (Pauli, 1933). Procesele la care participă neutrinul fac parte din categoria interacțiunilor slabe și pe drept cuvînt se poate considera că neutrinul este reprezentantul principal al acestora, deoarece el nu ia parte la alte forme de interacțiuni ale particulelor elementare (interacțiuni electromagnetice și interacții tari). Interacționînd slab cu substanța, neutrinul nu a fost pus în evidență prin mijloace directe, pînă în 1956. Între 1933 și 1956 au existat însă o serie de metode indirecte de

observare a neutrinului, cum sînt cunoscutele experienţe de recul şi de corelaţii unghiulare ale lui Leipunschi, Allen, Rustad-Ruby, Alihanov (Allen, 1958 ; Alihanov, 1960) şi ale altora. Numai în 1956, Reines şi Cowan au reuşit să detecteze în mod direct antineutrinul, folosind fluxul de antineutrini de la un reactor nuclear de mare putere.

Neutrinul este o particulă cu sarcina electrică zero, cu masă de repaos foarte mică (de fapt, după teoria actuală, masa se ia zero) şi avînd spinul $\frac{1}{2}\hbar$. Antineutrinul $\tilde{\nu}$, antiparticula neutrinului, diferă de nuetrino prin orientarea spinului faţă de direcţia de mişcare. Aşa cum rezultă din teoria cu două componente a neutrinului, elaborată de Lee, Yang, Landau şi Salam (1957), $\tilde{\nu}$ are spinul orientat în direcţia impulsului, pe cînd spinul neutrinului este în sens invers orientat faţă de direcţia de mişcare. Deci cele două particule ν şi $\tilde{\nu}$ sînt distincte din punct de vedere fizic $\nu \neq \tilde{\nu}$.

ν şi $\tilde{\nu}$ participă în următoarele procese de dezintegrare care fac parte din categoria interacţiunilor slabe ale particulelor elementare:

1. Dezintegrarea β
   - *a*) dezintegrarea β^+ spontană — $p \to n + e^+ + \nu$
   - *b*) „ β^- „ — $n \to p + e^- + \tilde{\nu}$
   - *c*) „ β^- indusă — $\nu + n \to p + e^-$
   - *d*) „ β^+ „ — $\tilde{\nu} + p \to n + e^+$
2. Captura K — $e^- + p \to n + \nu$
3. Dezintegrarea mezonului $\mu^\pm$ — $\mu^\pm \to e^\pm + \nu + \tilde{\nu}$
4. Captura μ — $\mu^- + p \to n + \nu$
5. Dezintegrarea mezonului $\pi^\pm$ — $\begin{cases} \pi^\pm \to \mu^\pm + \nu(\tilde{\nu}) \\ \pi \to \pi^0 + e + \nu \end{cases}$
6. Dezintegrarea mezonilor K — $\begin{cases} K^\pm \to \mu^\pm + \nu \\ K \to \mu + \nu + \pi \\ K \to \nu + e + \pi \end{cases}$
7. Dezintegrarea hiperonului Λ^0 — $\Lambda^0 \to p + e^- + \nu$ şi altele.

În ultimii doi-trei ani s-a arătat că $\nu(\tilde{\nu})$ care participă în dezintegrarea β diferă de $\nu(\tilde{\nu})$ care ia parte la dezintegrarea mezonului π (Danby et al., 1962). Deoarece ν în dezintegrarea β este cuplat de electron, el a fost numit neutrino electronic ν_e, pe cînd ν din dezintegrarea mezonului π apare totdeauna în compania mezonului μ şi astfel a primit denumirea de neutrino müonic ν_μ. Avînd în vedere că $\nu_e \neq \nu_\mu$ reacţiile de la punctele 1 şi 5 trebuie scrise în mod corect astfel:

$$p \to n + e^+ + \nu_e \text{ şi } \pi^\pm \to \mu^\pm + \nu_\mu\,(\tilde{\nu}_\mu).$$

Pentru observarea experimentală a neutrinului electronic ν_e cea mai convenabilă este reacţia lui Pontecorvo-Davis, de absorbţie a ν

$$\nu_e + Cl^{37} \to Ar^{37} + e^- \tag{2}$$

cu o energie de prag a neutrinului de $\varepsilon_0 = 0{,}8$ MeV.

Pentru detectarea directă a $\tilde{\nu}_e$ Reines şi Cowan (1956) au folosit absorbţia $\tilde{\nu}_e$ pe hidrogen (dezintegrarea β^+-indusă)

$$\tilde{\nu}_e + p \to n + e^+ \tag{3}$$

cu o energie de prag de $\varepsilon_0 = 1{,}8$ MeV.

Antineutrinul müonic $\tilde{\nu}_\mu$ de mare energie, originar din raze cosmice, poate fi pus în evidenţă (Reines, 1965, 1966) prin următoarea reacţie de absorbţie

$$\tilde{\nu}_\mu + p \rightarrow n + \mu^+ \tag{4}$$

detectînd în final mezonii μ^+ care apar în urma interacţiunii razelor cosmice cu substanţa.

Secţiunea eficace a reacţiilor (2) şi (3) în funcţie de energie se poate pune sub forma

$$\sigma(\varepsilon) = \frac{g^2}{4\pi\hbar^4 c^4} |<f|M|i>|^2 (\varepsilon - \varepsilon_0)^2 \sqrt{1 + \left(\frac{mc}{\varepsilon - \varepsilon_0}\right)^2} \tag{5}$$

unde ε_0 este energia de prag al reacţiei, m masa electronului, g constanta de cuplaj a interacţiunii slabe, $\hbar = \frac{h}{2\pi}$ constanta lui Planck, c viteza luminii în vid şi $<f|M|i>$ este un element de matrice nuclear, caracteristic tipului de reacţie folosit şi independent de energia neutrinului.

La dezintegrările radioactive de tipul (2) şi (3) energia neutrinilor este ca ordin de mărime în jurul a cîţiva MeV. Dacă notăm pentru asemenea energii, intensitatea curentului neutrinic cu I_0

$$I_0 = \int_0^\infty I(\varepsilon)\, d\varepsilon$$

atunci secţiunea eficace medie $\bar{\sigma}$ se poate scrie în felul următor:

$$\bar{\sigma} = \frac{1}{I_0}\int_0^\infty I(\varepsilon)\, \sigma(\varepsilon)\, d\varepsilon = \frac{\int_0^\infty I(\varepsilon)\sigma(\varepsilon) d\varepsilon}{\int_0^\infty I(\varepsilon)\, d\varepsilon}. \tag{6}$$

Această cantitate, pentru energii mici este de ordinul

$$\bar{\sigma} \cong 10^{-43}\ \text{cm}^2 \quad [\bar{\sigma}_{teor} = (6{,}0 \pm 1).10^{-43}\ \text{cm}^2]. \tag{7}$$

Să introducem o mărime D care să caracterizeze detectabilitatea reacţiei de captură, astfel

$$D = I_0\, \bar{\sigma} = \int_0^\infty I(\varepsilon)\, \sigma(\varepsilon) d\varepsilon. \tag{8}$$

Cu valorile utilizate de Reines şi Cowan pentru $\bar{\sigma}$ şi I_0 ($\bar{\sigma} = (6{,}7 \pm \pm 1{,}5).\ 10^{-43}\ \text{cm}^2$ şi $I_0 \cong 10^{13} \tilde{\nu}/\text{cm}^2.\text{s}$) vom obţine pentru detectabilitate D valoarea care astăzi constituie limita accesibilităţii măsurătorilor experimentale:

$$D = I_0\, \bar{\sigma} \cong 10^{-30}\ \tilde{\nu}.\text{s}^{-1}. \tag{9}$$

Aceasta înseamnă că avem nevoie de o cantitate de protoni $D^{-1} = N = = 10^{30}\, p$, pentru ca reacţia (3) să se producă odată pe secundă. (Pentru

comparație amintim că într-un hectolitru de apă există $D^{-1} = 6.10^{27}$ p și în timp de aproximativ 1/2 oră se produce o reacție.)

Din valoarea foarte mică a lui D (9) se vede ce greutăți mari trebuie învinse pentru detectarea fluxului neutrinic (antineutrinic). Reines însă amintește (1962) că nivelul actual al observării experimentale permite mărirea sensibilității cu cîteva ordine de mărime. Pentru a putea pune în evidență un flux de ν de intensitate (1) ($I_0 = 3{,}3.10^5$ $\nu/cm^2.s$) ar trebui să avem $D = 10^{-38}$ $\nu.s^{-1}$, ceea ce actualmente este irealizabil.

4. Să trecem acum și să evaluăm intensitatea radiației neutrinice terestre. Substanțele β^--radioactive care se găsesc în scoarța Pămîntului, emit o radiație antineutrinică. Pentru a arăta marea penetrabilitate a radiației antineutrinice să presupunem pentru simplitate că masa Pămîntului ar fi constituită din hidrogen. În acest caz drumul liber mijlociu al $\tilde{\nu}$ în masa Pămîntului, λ ar fi de ordinul

$$\lambda = \frac{1}{n\bar{\sigma}} \cong 10^{15} \text{ km}. \tag{10}$$

(aici am notat cu n numărul de atomi dintr-un cm^3). Cu o compoziție chimică reală, λ este și mai mare. Din (10) se vede că toate particulele de $\tilde{\nu}$ care se produc în orice loc în interiorul Pămîntului, ajung la suprafață fără să fie absorbite de masa acestuia.

Pentru a calcula intensitatea radiației antineutrinice a Pămîntului este necesar mai întîi să cunoaștem activitatea antineutrinică specifică medie a lui, adică numărul mediu de $\tilde{\nu}$ emis de o cantitate de substanță radioactivă din masa Pămîntului, egală cu o tonă, în unitate de timp. Această mărime se poate calcula (Marx și Menyhárd, 1960) cu ajutorul tabelei din anexă, găsindu-se o valoare suficient de mare

$$w = 1{,}7.10^6 \ \tilde{\nu}.s^{-1}.t^{-1}. \tag{11}$$

Pentru a calcula activitatea antineutrinică totală a Pămîntului ar trebui să cunoaștem distribuția elementelor radioactive ca U^{238}, Th^{232}, U^{235}, K^{40}, Rb^{87} etc. în interiorul globului pămîntesc, lucru necunoscut la ora actuală. Este însă foarte verosimil că aceste substanțe radioactive se găsesc în scoarța terestră superioară (Hédervári, 1963; Gutenberg, 1959). Considerînd că elementele radioactive sînt conținute într-un strat superficial cu o adîncime de aproximativ 15 km, avînd masa $M = 10^{18}$ t, se găsește că intensitatea curentului antineutrinic la suprafața Pămîntului este de

$$I_0 = \frac{W}{4\pi d^2} = \frac{w \cdot M}{4\pi d^2} = 6.10^6 \ \tilde{\nu}.cm^{-2}.s^{-1}. \tag{12}$$

Dacă însă vom considera o distribuție omogenă a elementelor radioactive în toată masa Pămîntului ($M_P = 6.10^{21}$ t și $R = 6370$ km) vom obține o intensitate

$$I_0 = \frac{W}{4\pi R^2} = \frac{w.M_P}{4\pi R^2} = 2.10^9 \ \tilde{\nu}.cm^{-2}.s^{-1}. \tag{13}$$

Această intensitate este destul de mare și majoritatea ei $\left(\frac{2}{3} I_0\right)$ provine de la radiația antineutrinică a elementelor K^{40} și Rb^{87} (vezi Anexa).

Ar avea o mare importanță geofizică măsurarea directă a radiației neutrinice terestre, deoarece aceasta ne-ar furniza date în legătură cu cantitatea de substanțe radioactive care se află în interiorul Pământului și prin aceasta ar putea contribui la rezolvarea problemei originii reci sau calde a Pământului.

Să analizăm acum pe scurt problema detectabilității radiației antineutrinice terestre. Așa cum se poate observa din Anexa, la majoritatea substanțelor radioactive de pe Pământ, timpul de înjumătățire este foarte mare (mai mare ca 10^9 ani) și în consecință energia de dezintegrare este mică. Din această cauză energia antineutronilor proveniți din dezintegrarea β este sub valoarea energiei de prag al reacțiilor (2) și (3). Numai cîțiva izotopi radioactivi rari ai seriilor U^{238}, Th^{232}, Pa^{234m}, Bi^{214}, Tl^{210}, Bi^{212} etc. constituie excepții. Dacă se calculează secțiunile eficace medii pentru seriile U^{238}, Th^{232} și U^{235}, se obține succesiv:

$$\begin{aligned} &U^{238} \quad \bar{\sigma} = 6{,}63.10^{-46}\ \text{cm}^2 \\ &Th^{232} \quad \bar{\sigma} = 1{,}6.10^{-45}\ \text{cm}^2 \\ &U^{235} \quad \bar{\sigma} = 0 \end{aligned} \tag{14}$$

De aici rezultă că pentru o distribuție a elementelor radioactive în scoarța superioară a Pământului de grosime egală cu 15 km, se obține conform (12) și (14) o valoare a detectabilității de

$$D = I_0 \bar{\sigma} \cong 2.10^{-39}\ \tilde{\nu}.\text{s}^{-1}. \tag{15}$$

În cazul distribuției omogene în toată masa Pământului avem conform (13) și (14).

$$D = 6.10^{-37}\ \tilde{\nu}.\text{s}^{-1}. \tag{16}$$

Aceste valori sînt foarte mici față de $D \sim 10^{-30}\ \nu.\text{s}^{-1}$, și în consecință există o mică probabilitate ca în viitorul apropiat această radiație antineutrinică să fie înregistrată. Se vede că greutatea principală o constituie spectrul energetic scăzut al radiației antineutrinice terestre. Dacă s-ar putea elabora metode de detectare cu o energie a pragului mai mică decît 0,8 MeV, ordinul de mărime a lui D ar crește de cîteva ori. Actualmente în multe centre importante din lume unde se abordează fizica neutrinului se fac încercări și în această direcție (Bahcall, 1965; Ruderman, 1965.) Nu de mult s-a anunțat că grupul lui F. Reines (1965) în Africa de Sud într-o mină de aur în apropiere de Johannesburg a reușit să detecteze radiația neutrinică provenită din razele cosmice, rezultat care constituie un succes deosebit în domeniul detectării experimentale a radiației neutrinice.

Credem că nu este fără importanță a atrage atenția geofizicienilor asupra posibilității de investigație a interiorului Pământului oferită de particula neutrino. Mijloacele experimentale de observare a radiației neutrinice sînt în plină perfecționare, astfel într-o zi această posibilitate se va transforma în realitate și atunci noua ramură a geofizicii: geofizica neutrinică va furniza geofizicienilor date prețioase despre condițiile fizice existente în centrul globului pământesc.

Primit la redacție la 30 mai 1968.

ANEXĂ

Activitatea antineutrinică a scoarței Pământului

Izotop	Timp de înjumătățire (s)	Energia maximă a $\tilde{\nu}$ (MeV)	Concentrație $\left(\frac{g}{\text{tonă}}\right)$	Activitate $\left(\frac{\tilde{\nu}}{\text{(s. tonă)}}\right)$
U^{238}	$1{,}41.10^{16}$	α-activ	3,97	—
Th^{234}	$2{,}08.10^{6}$	0,19	de echilibru	$5{,}0.10^{4}$
Pa^{234m}	$6{,}96.10^{1}$	2,32	,,	$4{,}9.10^{4}$
Pb^{214}	$1{,}61.10^{3}$	0,65	,,	$4{,}5.10^{4}$
Bi^{214}	$1{,}18.10^{3}$	2,03	,,	$4{,}5.10^{4}$
Tl^{210}	$7{,}92.10^{1}$	1,95	,,	10^{-18}
Pb^{210}	$6{,}93.10^{8}$	0,02	,,	$4{,}5.10^{-4}$
Bi^{210}	$4{,}32.10^{5}$	1,17	,,	$4{,}5.10^{-4}$
Tl^{206}	$2{,}54.10^{2}$	1,65	,,	0,05
Th^{232}	$4{,}38.10^{17}$	α-activ	11,28	—
Ra^{238}	$2{,}11.10^{8}$	0,05	de echilibru	$7{,}4.10^{4}$
Ac^{228}	$2{,}21.10^{4}$	1,55	,,	$7{,}4.10^{4}$
Pb^{212}	$3{,}82.10^{4}$	0,59	,,	$7{,}0.10^{4}$
Bi^{212}	$3{,}63.10^{3}$	2,5	,,	$6{,}9.10^{4}$
Tl^{208}	$1{,}86.10^{2}$	1,79	,,	$2{,}3.10^{4}$
U^{235}	$2{,}24.10^{16}$	α-activ	0,03	—
Th^{231}	$9{,}18.10^{4}$	0,20	de echilibru	$3{,}7.10^{4}$
Ac^{227}	$6{,}84.10^{8}$	0,04	,,	$3{,}7.10^{4}$
Fr^{223}	$1{,}26.10^{3}$	1,2	,,	$4{,}4\ 10^{-1}$
Pb^{211}	$2{,}17.10^{3}$	1,21	,,	3,4.10
Tl^{207}	$2{,}86.10^{2}$	1,47	,,	3,3.10
K^{40}	$4{,}1\ .10^{16}$	1,33	3,08	$7{,}8.10^{5}$
Rb^{87}	$1{,}57.10^{18}$	0,27	94,48	$3{,}0.10^{5}$
La^{138}	$3{,}15.10^{18}$	0,21	0,02	$2{,}0.10^{1}$
Lu^{176}	$7{,}6\ .10^{17}$	0,43	0,02	$6{,}0.10^{1}$

BIBLIOGRAFIE

ALIHANOV, A. I., *Slabîe vzaimodeistva*. Fizmatghiz, 1960.
ALLEN, J. S., *The Neutrino*. Princeton University Press, 1958.
BAHCALL, J. N., Science, **147**, 115 (1965).
CHIU, H. Y., P. MORRISON, Phys. Rev. Lett., **5**, 573 (1960).
CHIU, H. Y., R. STABLER, Phys. Rev., **122**, 1317 (1961).
CONSTANTINESCU, L. et al., *Prospecțiuni geofizice*. Vol. I. Edit. tehnică, București, 1964.
DANBY, G. et al., Phys. Rev. Lett., **9**, 36 (1962).
EDER, G., Nucl. Phys., **78**, 657 (1966).
GAMOW, G. et al., Phys. Rev., **59**, 539 (1941).
GANDELIMAN, G., PINAEV, V., JETF, **37**, 1072 (1959).
GUTENBERG, B., *Physics of the Earth's Interior*. Academic Press, New York and London, 1959.
HAYASHI, CH., Suppl. Progr. Th. Phys., *22* (1962).
HÉDERVÁRY, P., *Erök és energiák a föld életében*. Budapest, 1963, p. 111.
ISAACS, J. D., BRADNER, H., J. Geophys. Res., **69**, 3883 (1964).
ISRAEL, H., A., KREBS, *Kernstrahlung in der Geophysik*. Springer Verlag, 1962.
KOVÁCH, A., Fiz. Szemle, **12**, 369 (1962).
LANDAU, L., Nucl. Phys., **3**, 127 (1957).
LEE, T. D., C. N. YANG, Phys. Rev., **105**, 1671 (1957).
MARKOV, M. A., *Neutrino*, Preprint, JINR, Dubna, P—1269, 1963.
MARX, G., N. MENYHÁRD, Science, **131**, 299 (1960); M. Fiz. F., **8**, 507 (1960); Fiz. Szemle, **13**, 13 (1963).

MATYNIAN, S. G., N. N., TSILOSANI, JETF, **41**, 1681 (1961).
PAULI, W., *Rapp. Septième Conseil Phys. Solvay*, Brussels, 1933.
PONTECORVO, B., U.E.N., **79**, 1 (1963).
REINES, F., C. L. COWAN, Science, *124*, 103, 1956.
REINES, F., U.F.N., **74**, 287 (1962).
REINES, F. et al., Sci. Am., **214**, 40 (1966); Phys. Rev. Lett., **15**, 429 (1965).
RUDERMAN, M. A., Rep. Progr. Phys., **28**, 411 (1965).
RYTUS, V. I., JETF, **41**, 1285 (1961).
SALAM, A., N. Clim., **5**, 299 (1957).
STARIK, I. E., *„Iadernaia gheochronologhia"*. Akadizdat. Moscova, 1963.
YÔRÔ, O. et al., Suppl. Progr. Th. Phys., *20* (1961).

ASUPRA POSIBILITĂȚII OBȚINERII DE INFORMAȚII GEOLOGICE DE LA LIMITE DE ADÎNCIME MARE, PRIN METODA SEISMICĂ DE REFLECȚIE

DE

V. VARODIN, L. BĂDESCU, V. CHIȘCAN, M. CHIȘCAN, C. CALOENESCU, G. IONESCU, AL. POPESCU, M. TRANCĂ, G. ȚUGUI

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice a Ministerului Petrolului, București, Str. Coralilor nr. 20

I. INTRODUCERE

Extinderea sesizabilă a domeniului de investigație în metoda seismică de reflecție, condiționată de posibilitățile actuale ale echipamentului de foraj, a devenit una din principalele probleme care se pun prospecțiunii geofizice. Acest fapt a făcut foarte actuală problema obținerii de informații seismice de la orizonturi mai vechi care se găsesc de obicei la adîncime mare.

În lucrarea de față se vor prezenta problemele pe care le ridică prospectarea orizonturilor de adîncime și se vor discuta unele soluții practice aplicate în țara noastră.

II. — PREZENTAREA GENERALĂ A PROBLEMEI

Prospectarea seismică a orizonturilor de mare adîncime prezintă unele particularități, pe care le vom discuta mai jos.

1. Energia exploziei se repartizează pe o suprafață de acțiune de rază cu atît mai mare, cu cît adîncimea limitei este mai mare (în ipoteza unei singure limite și în lipsa disipării energiei). Acest fapt duce la scăderea energiei reflectate în așa măsură, încît aceasta poate ajunge foarte mică în raport cu energia zgomotelor de diverse tipuri. Într-adevăr, în ipoteza menționată, densitatea δ a energiei incidente este dată de relația

$$\delta = \frac{E}{4\pi H^2}, \tag{1}$$

în care E este energia exploziei, iar H adîncimea limitei reflectatoare.

Se observă scăderea densității energiei incidente invers proporțional cu adîncimea orizontului de prospectat (fig. 1).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM 6, NR. 2, P. 243–262, BUCUREȘTI, 1968

Evident, dacă mediul superior limitei de adîncime care interesează este stratificat, densitatea energiei incidente este şi mai mică, dat fiind că o parte a energiei rezultată din explozie se întoarce spre suprafaţă prin reflectarea ei la nivelul limitelor de adîncime mai mică. Grafic acest fapt este ilustrat prin figura 2.

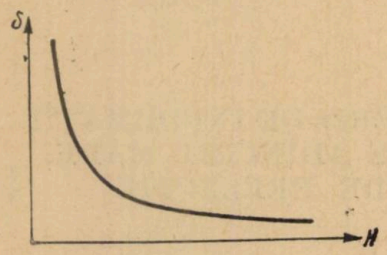


Fig. 1

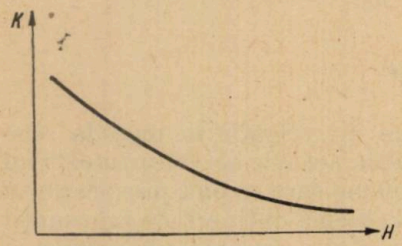


Fig. 3

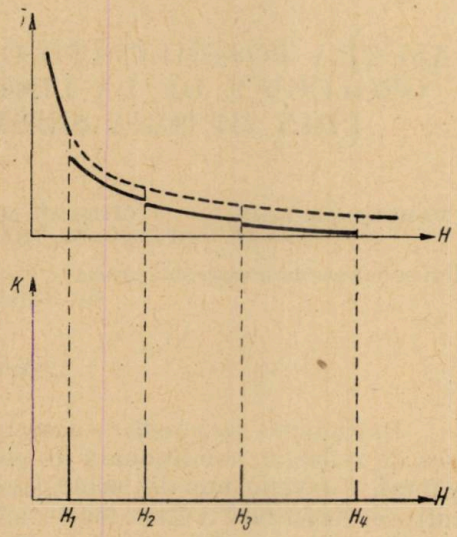


Fig. 2

Pe lîngă aceste aspecte care sînt de natură fizico-geometrică, energia incidentă se micşorează şi mai mult dacă se ia în seamă şi disiparea energiei prin propagare.

2. Legile de viteză de strat din toate zonele prezintă practic o creştere cu adîncimea, dar diferenţa vitezelor a două strate succesive scade cu adîncimea. Acest fapt duce la scăderea mărimii coeficientului de reflecţie cu cît limitele sînt mai adînci, deci la micşorarea energiei reflectate. Într-adevăr, admiţînd pentru viteza de strat legea

$$V = \sqrt{\alpha \cdot H} \tag{2}$$

şi ţinînd seama că mărimea coeficientului de reflecţie este dată de relaţia

$$K = \frac{1}{2} \mathrm{d} \log V, \tag{3}$$

deducem

$$\log V = \frac{1}{2} (\log \alpha + \log H), \tag{2'}$$

sau diferenţiind găsim

$$\mathrm{d} \log V = \frac{1}{2} \mathrm{d} \log \alpha + \frac{1}{2} \mathrm{d} \log H, \tag{3'}$$

adică

$$K = \frac{1}{4}\frac{dH}{H}, \tag{4}$$

deoarece α_i = const.

Acest rezultat arată că coeficientul de reflecție scade invers proporțional cu adîncimea (fig. 3).

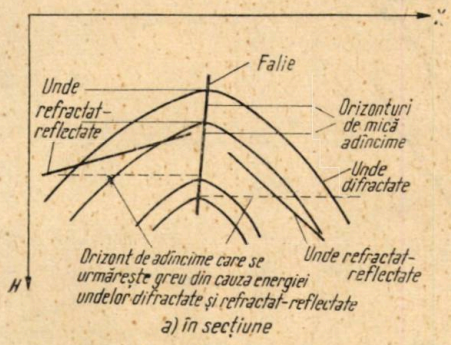


Fig. 4 *a*

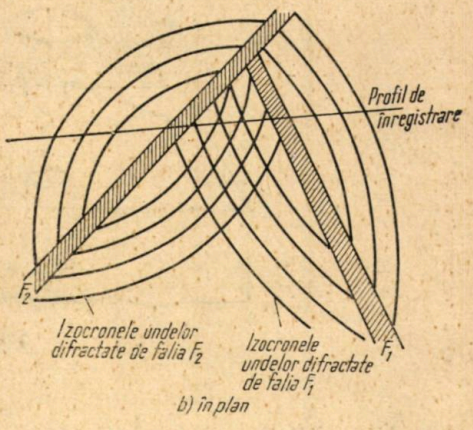


Fig. 4 *b*

Această concluzie este generală pentru orice tip de variație crescătoare a vitezei cu adîncimea.

3. Existența unor interfețe cu coeficienți mari de reflecție în secțiunea geologică conduce la apariția unei energii multiplu reflectate, a cărei suprapunere peste cea simplu reflectată devine supărătoare pentru orizonturile de adîncime.

4. Liniile de discloație tectonică ale orizonturilor situate la adîncime mică conduc la apariția undelor difractate și refractat — reflectate, care afectează înregistrarea orizonturilor de adîncime, chiar dacă profilul de înregistrare este amplasat în lungul zonei de falie (fig. 4).

5. Prezența în subsol a unui relief de eroziune sau a unor neomogenități are ca efect apariția de difracții cu cauze la mică adîncime, care dau *practic* hodografi conici și care evident reprezintă o energie parazită (fig. 5).

Problemele amintite la ultimele două puncte au o particularitate comună, și anume, deoarece în general proiecția în plan a acestor cauze nu este coliniară profilului de înregistrare, undele care apar în secțiunile de timp sînt laterale planului vertical al profilului de înregistrare.

Particularitățile semnalate pînă aici se referă în ultimă instanță la faptul că semnalele care poartă informații de la orizonturile de adîncime au energie mică în raport cu energia ansamblului perturbațiilor amintite [1].

Evident, pentru a înregistra aceste semnale slabe de la orizonturile de adîncime, este necesar a atenua influența perturbațiilor de orice natură ar fi ele.

Sînt cunoscute posibilitățile de atenuare a perturbațiilor care au sursele conținute în planul vertical al profilului [2], [3] aceste posibilități constau în folosirea grupărilor longitudinale. Să observăm însă că aceste grupări au posibilități relativ limitate în cazul perturbațiilor cu

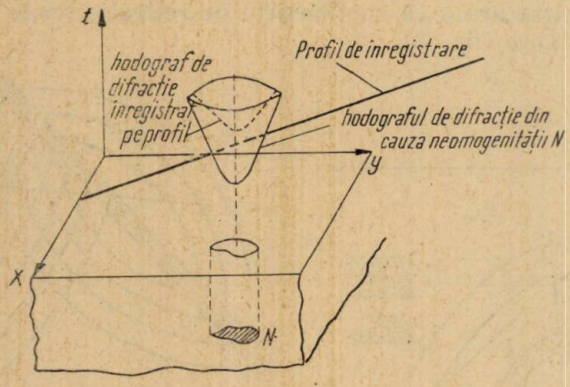


Fig. 5

surse laterale planului vertical al profilului. Într-adevăr, caracteristica de transfer a unei grupări longitudinale construită în trei dimensiuni

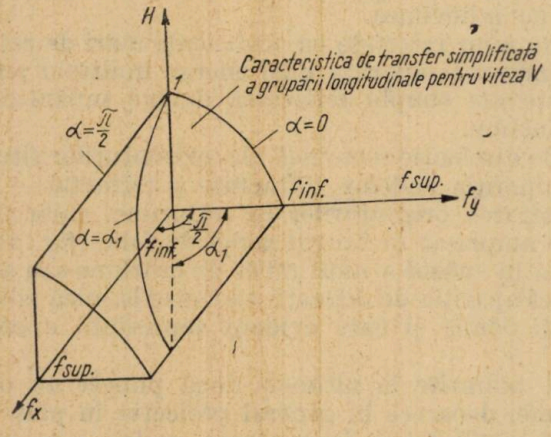


Fig. 6

pentru o viteză dată este arătată în figura 6. Semnificația acestei caracteristici este următoarea: undele a căror viteză este mai mică decît viteza pentru care a fost ridicată caracteristica, vor fi atenuate numai dacă cauza lor este colineară cu profilul; dacă sursa lor este laterală profilului, aceste unde pot trece cu atenuare mică sau chiar fără atenuare.

Acest fapt se poate observa uşor dacă în relaţia

$$H(f) = \frac{\sin \frac{\omega X_0}{V}}{\frac{\omega X_0}{V}} \tag{5}$$

se înlocuieşte V prin valoarea care rezultă din figura 7.

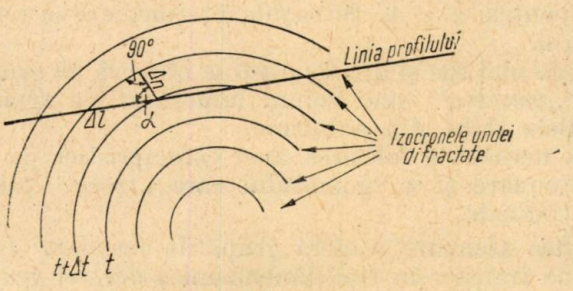


Fig. 7

Vitezele aparente determinate pe distanţele Δn şi Δl sînt

$$V_{\Delta n} = \frac{\Delta n}{\Delta t},$$

$$V_{\Delta l} = \frac{\Delta l}{\Delta t} = \frac{\Delta n}{\cos \alpha} \cdot \frac{1}{\Delta t} = \frac{V}{\cos \alpha}. \tag{6}$$

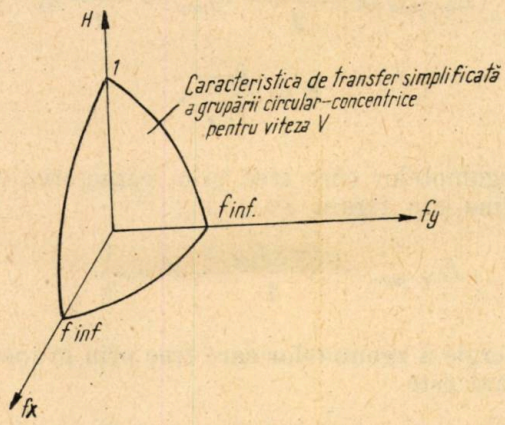


Fig. 8

Se observă că în această situaţie, funcţie de unghiul α, viteza aparentă corespunzătoare direcţiei profilului, şi deci grupării longitudinale, variază de la V la ∞.

Corespunzător acestei variații caracteristica va fi

$$H(f) = \frac{\sin \frac{\omega X_0 \cos \alpha}{V}}{\frac{\omega X_0 \cos \alpha}{V}}, \tag{7}$$

adică variază de la 1 pentru situația $\alpha = \pi/2$, pînă la caracteristica din planul (f, H) pentru $\alpha = 0$. Situațiile intermediare se vor plasa pe suprafața din figura 6.

Din cele de mai sus și din figura 6 se observă că gruparea longitudinală permite „trecerea" unui volum important de zgomot, care poate acoperi semnalele slabe din adîncime.

Apare ca necesitate folosirea unei caracteristici de transfer cu posibilități de atenuare și a zgomotului care „trece" prin caracteristica grupării longitudinale.

O asemenea atenuare o oferă grupările circulare [4]. Într-adevăr, caracteristica de transfer în trei dimensiuni a acestei grupări, arătate în figura 8, permite filtrarea zgomotului organizat, indiferent de poziția sursei lui în raport cu linia de înregistrare.

Din compararea figurilor 7 și 8 se observă superioritatea principală a grupării circulare față de cea longitudinală. Pentru a adînci aceste aspecte, să estimăm energia zgomotelor organizate care pot veni din toate direcțiile, la ieșire din cele două tipuri de grupări.

a) Energia zgomotelor care trec prin caracteristica grupării longitudinale se determină ușor din figura 6:

$$E_{\text{gr. long}} \cong \frac{f_{\text{inf}} \cdot 1^2}{2} \cdot f_{\text{sup}} = \frac{f_{\text{inf}}^2 1^2}{2} n,$$

$$n = \frac{f_{\text{sup}}}{f_{\text{inf}}}. \tag{8}$$

b) Energia zgomotelor care trec prin caracteristica grupării circulare se poate obține din figura 8:

$$E_{\text{gr. circ.}} = \frac{\pi \cdot f_{\text{inf}}^2}{4} \cdot 1^2 \cdot \frac{1}{3}. \tag{9}$$

Plusul de energie a zgomotelor care trec prin gruparea longitudinală față de cea circulară este

$$E_{\text{zgomot}} = E_{\text{gr. long.}} - E_{\text{gr. circ}} \cong \frac{f_{\text{inf}}^2 n}{2} - \frac{\pi f_{\text{inf}}^2}{12} = f_{\text{inf}}^2 \left(\frac{n}{2} - \frac{\pi}{12} \right)$$

și reprezintă de fapt diferența volumelor celor două caracteristici. Pentru a avea o imagine mai clară despre mărimea energiei acestui zgomot de volum este utilă compararea sa cu energia unui semnal.

Evident, semnalul va avea o energie corespunzătoare suprafeței spectrului său care este plan, adică

$$E_{\text{semnal}} = \frac{(f_{\text{sup}} - f_{\text{inf}})}{2} = f_{\text{inf}} \frac{n-1}{2}. \tag{10}$$

Raportul semnal/zgomot va fi

$$\frac{E_{\text{semnal}}}{E_{\text{zgomot}}} = \frac{f_{\text{inf}} \dfrac{n-1}{2}}{f_{\text{inf}}^2 \left(\dfrac{n}{2} - \dfrac{\pi}{12} \right)} \cong \frac{\dfrac{n-1}{2}}{f_{\text{inf}} \left(\dfrac{n - \pi/6}{2} \right)} \cong \frac{1}{f_{\text{inf}}} \cdot \frac{n-1}{n-0{,}5}. \tag{11}$$

Dacă considerăm

$$f_{\text{inf}} = 20\text{Hz}, \quad n = 5,$$

se găsește

$$\frac{E_{\text{semnal}}}{E_{\text{zgomot}}} = \frac{1}{20} \cdot \frac{4}{4{,}5} \approx \frac{1}{20}. \tag{12}$$

Aceasta înseamnă că potențial caracteristica grupării longitudinale permite trecerea unei energii a zgomotului de circa 20 ori mai mare ca cea a semnalului. Este evident că aceste aspecte trebuie luate în seamă în zonele în care zgomotele au surse distribuite oricum în planul de observație. Dacă acestei concluzii, trasă din considerente energetice, îi asociem și cele cinci particularități discutate mai sus, putem să ne dăm seama de importanța luptei cu aceste zgomote.

III. ÎNCERCĂRI PRACTICE ÎN PROSPECTAREA ORIZONTURILOR DE MARE ADÎNCIME

În majoritatea zonelor în care se execută lucrări de prospecțiune seismică prezintă interes prospectarea orizonturilor de mare adîncime.

Lucrările practice au arătat că aproape peste tot semnalale corespunzătoare orizonturilor adînci sînt foarte slabe și sosesc pe un fond de zgomot de volum, sau zgomot multiplu, sau o combinație a acestor două tipuri de zgomot [1]).

Încercîndu-se să se scoată în evidență semnalele slabe care poartă informații de la orizonturile de mare adîncime, s-au folosit în practică concluziile care s-au desprins din problemele prezentate la punctul II.

Astfel, în unele sectoare din Platforma Moesică și Depresiunea Subcarpatică, au fost puse în evidență o serie de unde puternice, a căror viteză aparentă variază foarte mult [de la valori corespunzătoare undelor superficiale, pînă la valori ce depășesc ca ordin de mărime viteza medie]. Aceste fapte au dus la ideea că undele au cauze destul de puțin adînci, dar distribuite oricum în suprafață. Cunoștințele geologice generale au susținut această ipoteză în sensul că în zonele amintite există o suprafață de eroziune puțin adîncă, precum și acumulări de cărbuni de asemenea la mică adîncime (fig. 9, 10, 11, 12, 13).

[1]) Rapoarte geografice din arhiva I.P.G.G.

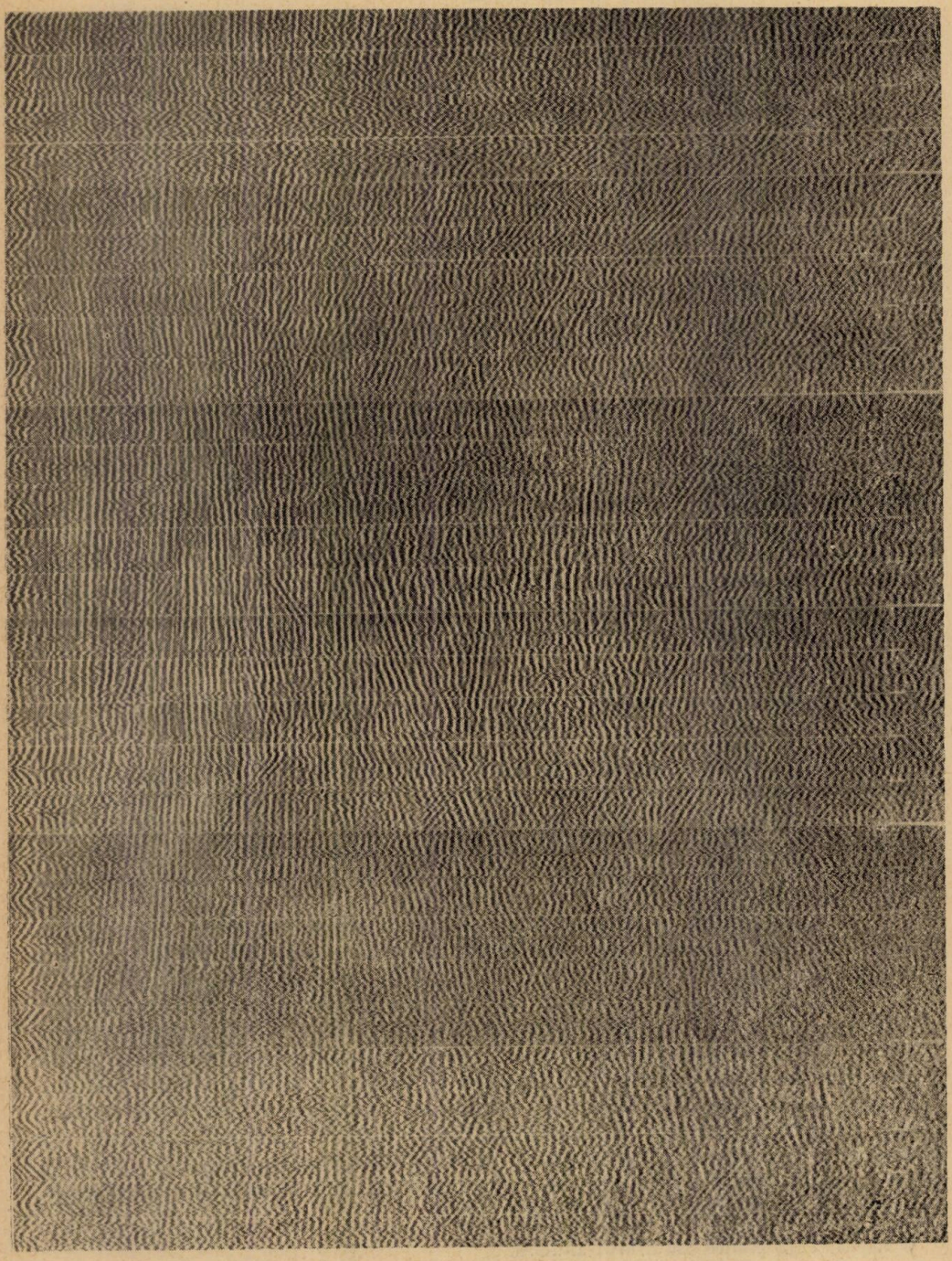


Fig. 9

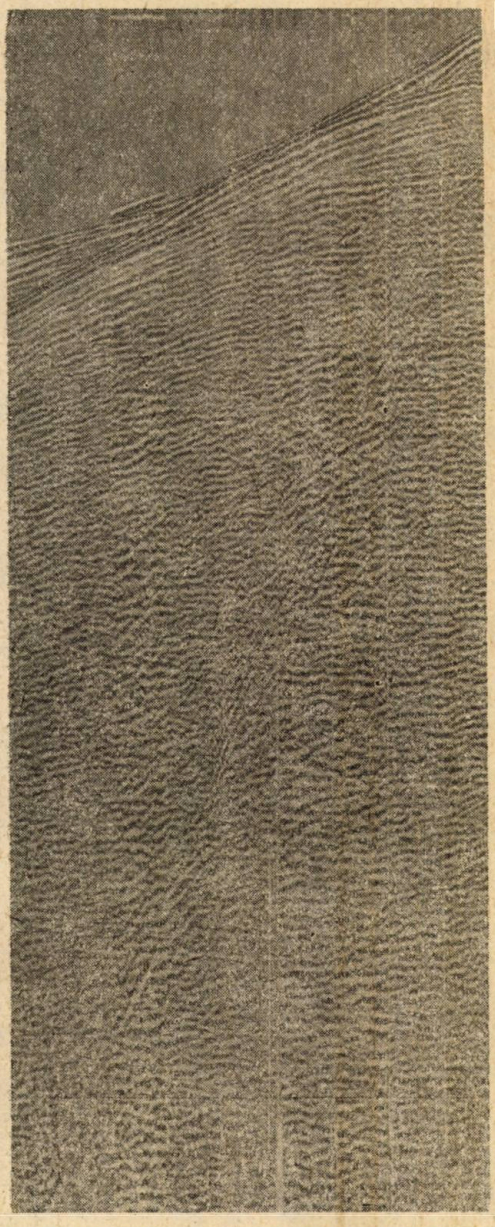


Fig. 10

Fig. 11

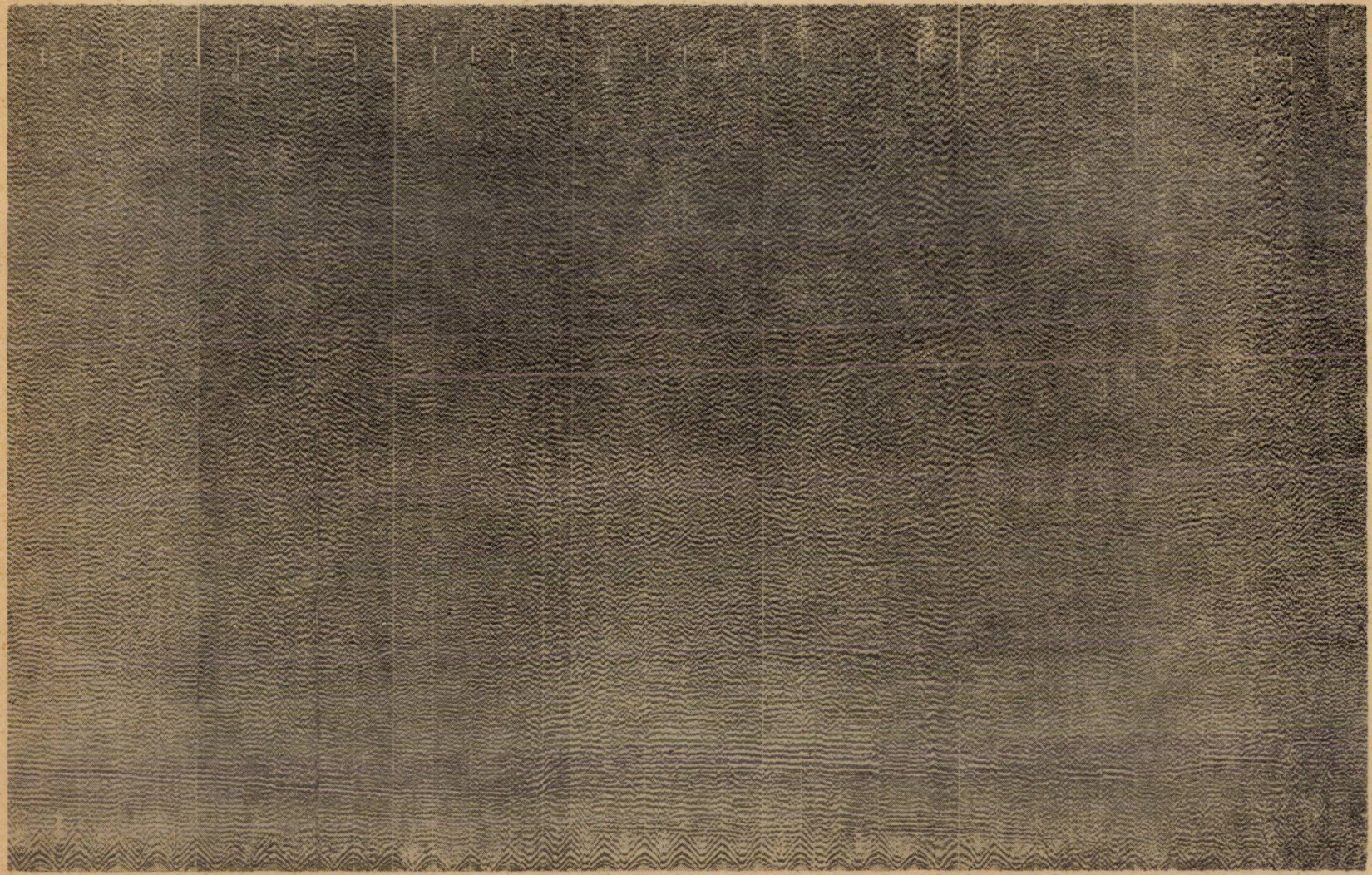


Fig. 12

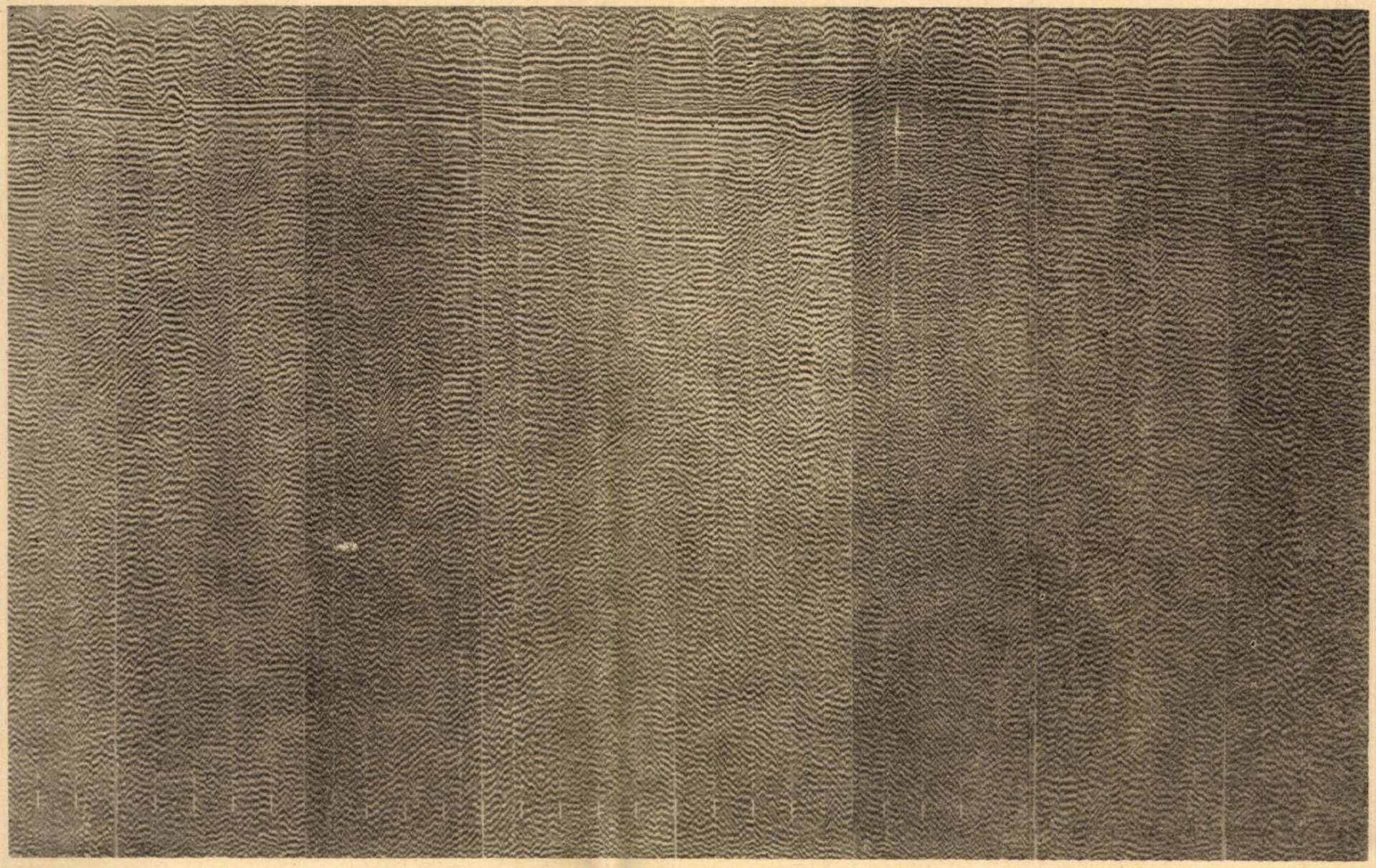


Fig. 17

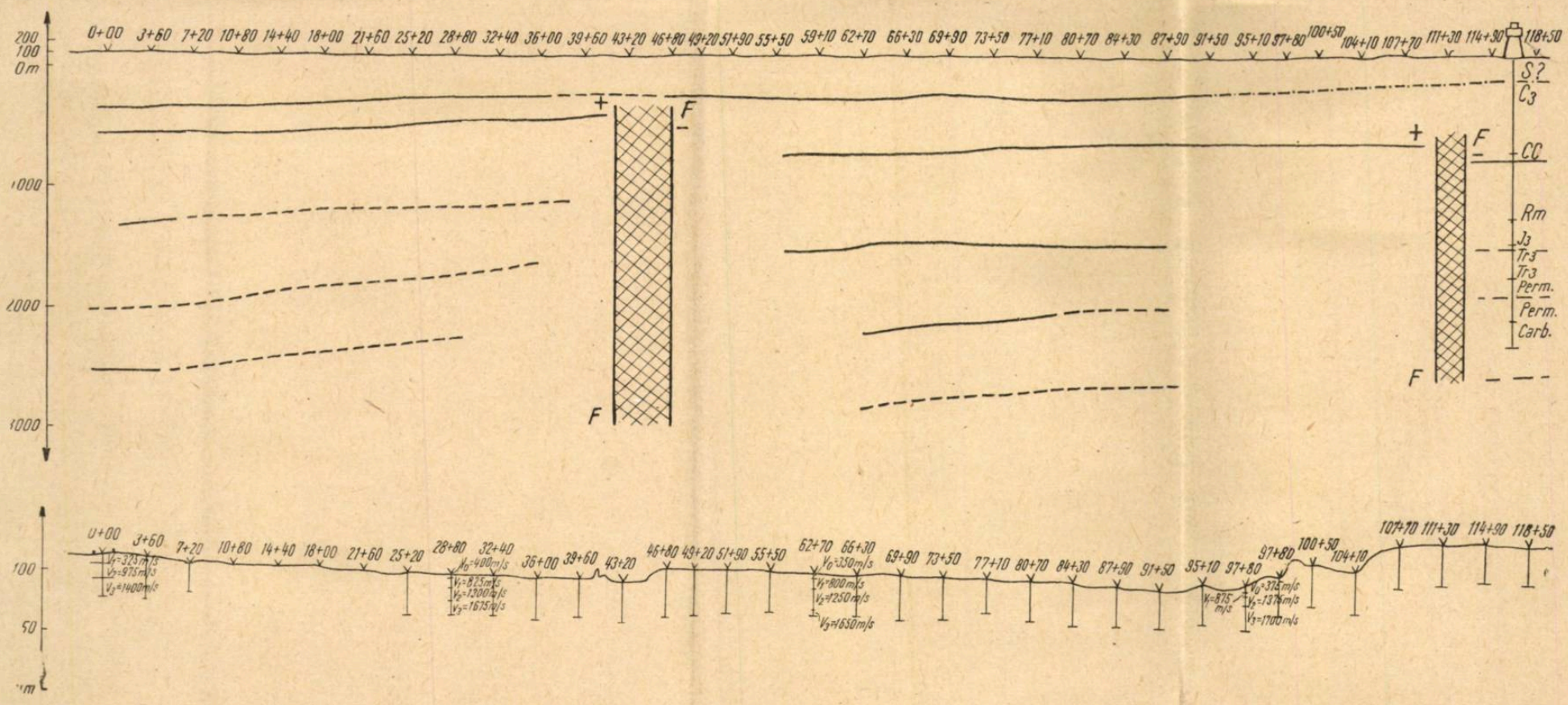

200
100
0m
1000
2000
3000
0+00
3+60
7+20
10+80
14+40
18+00
21+60
25+20
28+80
32+40
36+00
39+60
43+20
46+80
49+20
51+90
55+50
59+10
62+70
66+30
69+90
73+50
77+10
80+70
84+30
87+90
91+50
95+10
97+80
100+50
104+10
107+70
111+30
114+90
118+50
F
S?
C3
CC
Rm
J3
Tr3
Tr3
Perm.
Perm.
Carb.
100
50
m
V1=325 m/s
V2=975 m/s
V3=1400 m/s
V0=400 m/s
V1=825 m/s
V2=1300 m/s
V3=1675 m/s
V0=350 m/s
V1=800 m/s
V2=1250 m/s
V3=1650 m/s
V1=875 m/s
V0=375 m/s
V2=1375 m/s
V3=1700 m/s

Fig. 18

Fig. 1

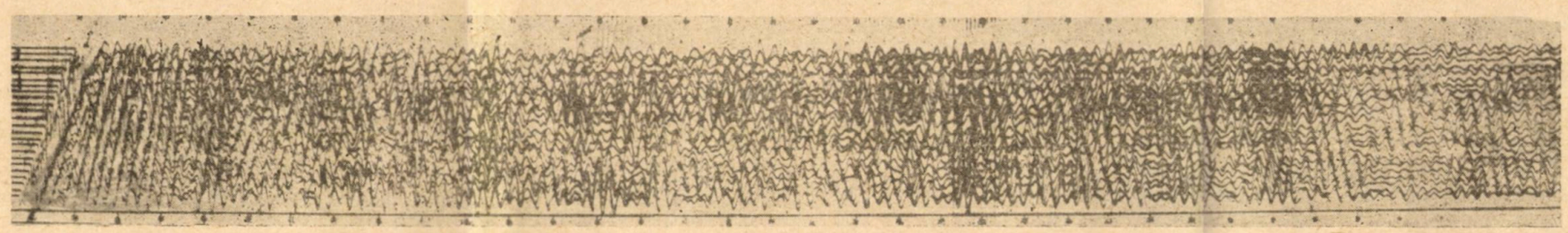


Fig. 13

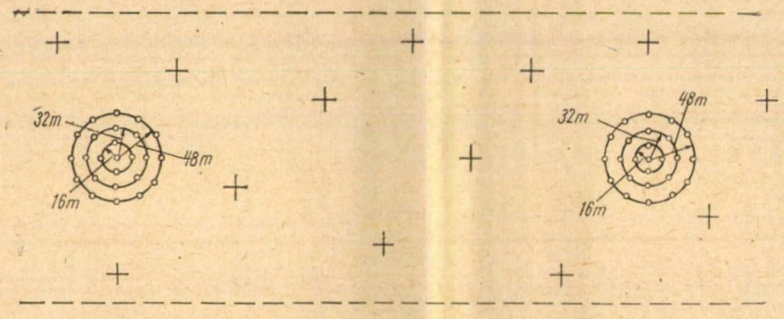


Fig. 14

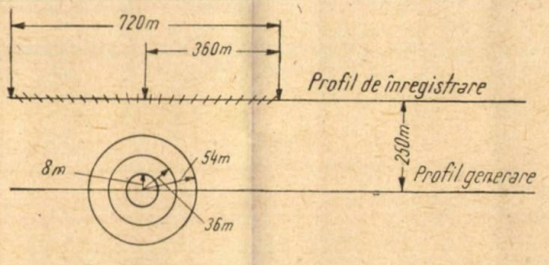


Fig. 16

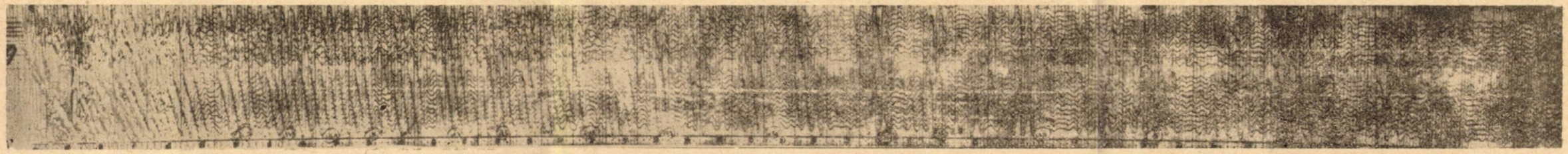


Fig. 15

Atenuarea acestor zgomote s-a realizat folosind grupări circular-concentrice, a căror proiectare s-a făcut în funcție de viteza aparentă, folosind tehnica de calcul din lucrarea [4].

Acest mod de lucru (fig. 14) a permis atenuarea unui fond de unde perturbatoare cu viteze cuprinse între 500—2000 m/s, într-un sector din Depresiunea Precarpatică, unde lucrările s-au executat prin metoda S.S.M.

Materialul înregistrat a fost de calitate foarte bună (fig. 15, comparativ cu fig. 13), obținîndu-se informații pînă la timpi de 4—5 față de 1,5—2 s înregistrați prin tehnica curentă.

Prin aceeași metodică, aplicată în varianta profilului de corelație continuă (fig. 16) într-un sector al Platformei Moesice, a fost posibilă corelarea orizonturilor de adîncime. Acest fapt este ilustrat în figura 17, care prezintă aceeași porțiune de profil ce a fost înregistrat și fără grupări (fig. 12).

Se constată ca efect al acestui mod de grupare „întărirea" orizonturilor de adîncime în raport cu undele perturbatoare cu viteze aparente pînă la 2300 m/s. La aprecierea calității materialului obținut cu grupări, trebuie ținut seama de faptul că înregistrările s-au făcut într-o zonă faliată, deci lipsită de continuitate pentru orizonturile de adîncime. De asemenea, adîncimea de investigație relativ redusă obținută (fig. 18) și după grupare, trebuie pusă în legătură cu caracterele geologice ale zonei (paleozoicul se află la cca. 2000 m adîncime) și nu cu eficiența metodicii aplicate.

În alte sectoare din Platforma Moesică, orizonturile de adîncime au fost mascate de un fond de energie generat de reflecții multiple și complicat de unde difractate (fig. 19, 20, 21).

Prezența undelor multiple de la diverse orizonturi și limita aer-sol a fost verificată atît prin procedeele curente (timp de apariție, viteză etc.), cît și prin utilizarea funcției de autocorelare a unei trase centrale (fig. 22) [5], care a pus în evidență prin maximele sale o serie de periodicități corespunzătoare apariției unor reflecții multiplu reflectate.

Identificarea reflecțiilor multiple de tip intern, efectuată prin oglindirea în adîncime față de limita de contrast a diverse orizonturi, a fost verificată prin calcularea funcției de corelare în cruce a aceleași trase centrale, luînd ca origine timpul de apariție al reflecției caracteristice (fig. 23).

Ținînd seama de faptul că urmărirea orizonturilor adînci era foarte dificilă, în special din cauza reflecțiilor multiple de tip intern, s-a creat o diferență între vitezele aparente ale acestora și cele ale undelor utile, prin amplasarea dispozitivului de înregistrare la o distanță determinată (2000 m) față de punctul de generare.

Pentru atenuarea reflecțiilor multiple de acest tip, care au viteze aparente de ordinul a 6000 m/s, s-a utilizat o grupare circulară de explozii cu trei cercuri, avînd razele în progresie aritmetică (50, 100, 150 m) (fig. 24), a cărei caracteristică de frecvență este dată în figura 25.

Trebuie amintit că în domeniul de atenuare (fig. 25), asigurat de grupările respective, intră, prin ordinul de mărime al vitezelor aparente, și o parte din undele difractate și reflectat-refractate, legate de numeroasele accidente tectonice din zona de platformă și amplasate foarte diferit față de direcția profilelor.

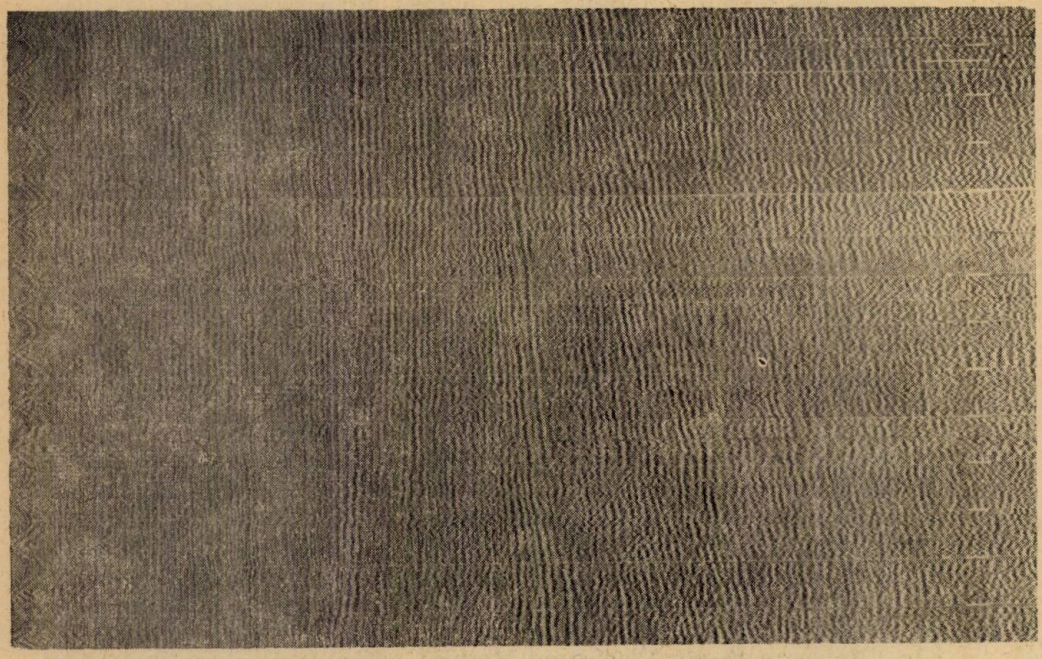
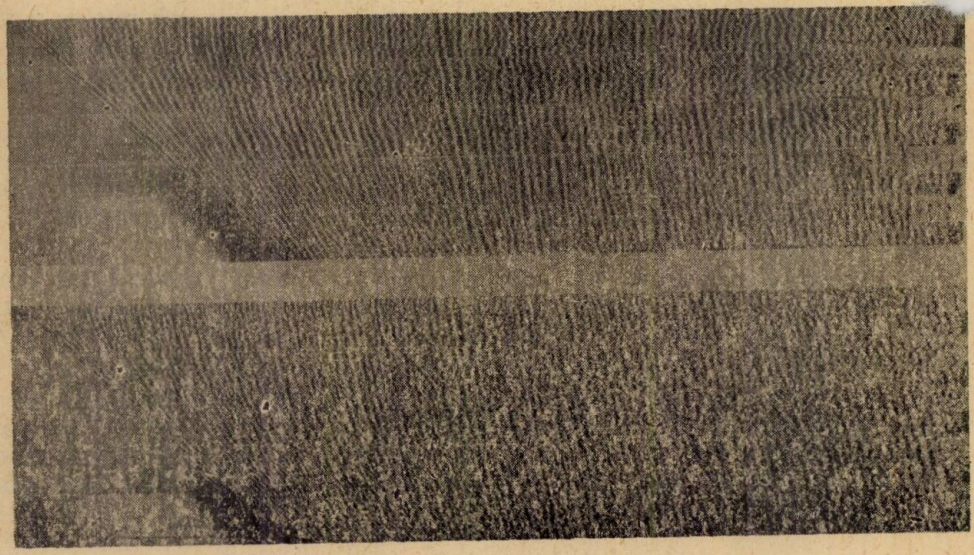


Fig. 20



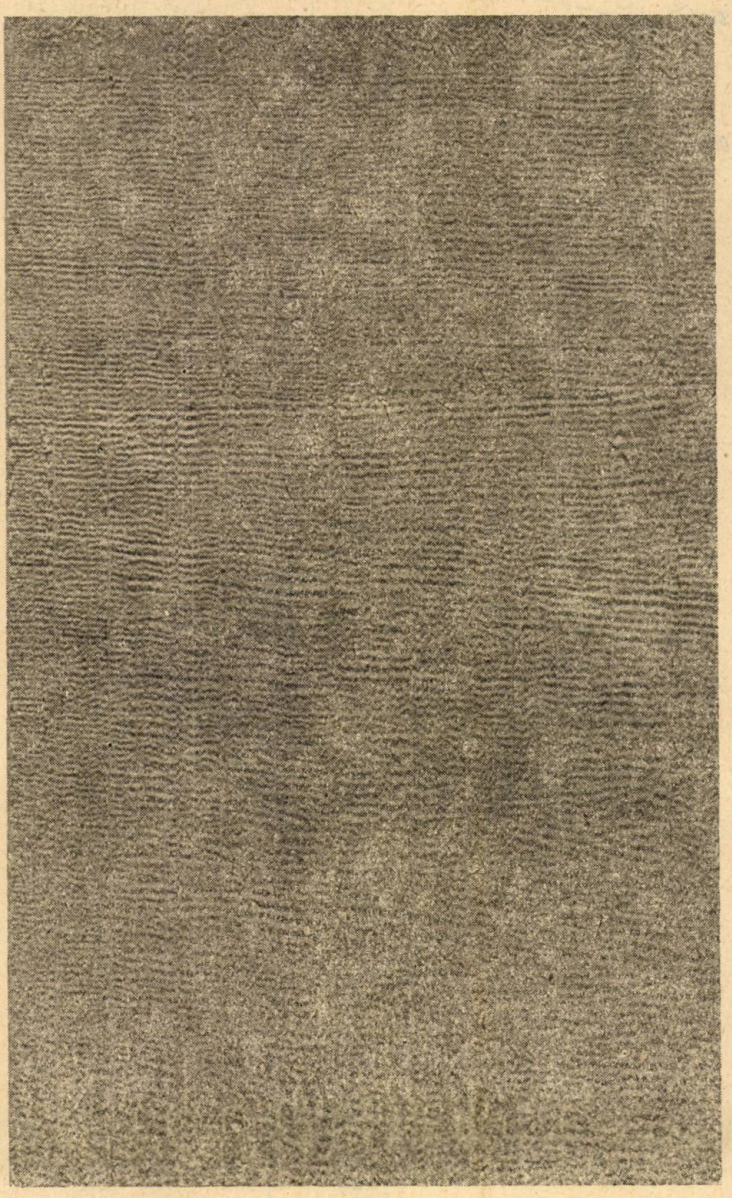


Fig. 21

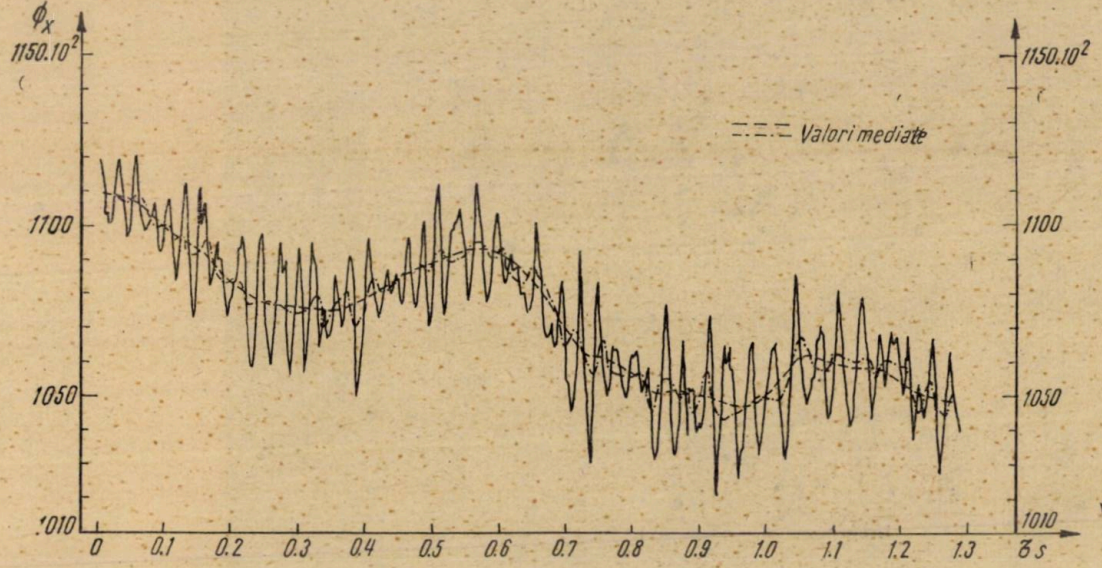

ϕ_x
1150.10²
1100
1050
1010
Valori mediate
0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
σ s

Fig. 23

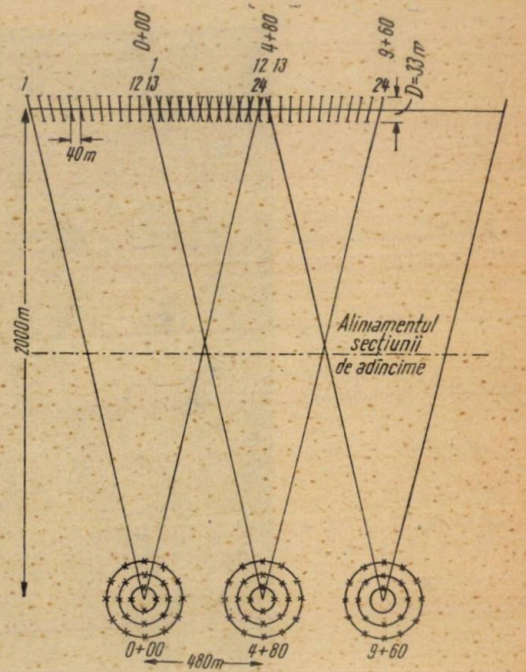

0+00
4+80
9+60
1
12 13
24
D=13m
40m
2000m
Alinamentul
secțiunii
de adîncime
480m

Fig. 24

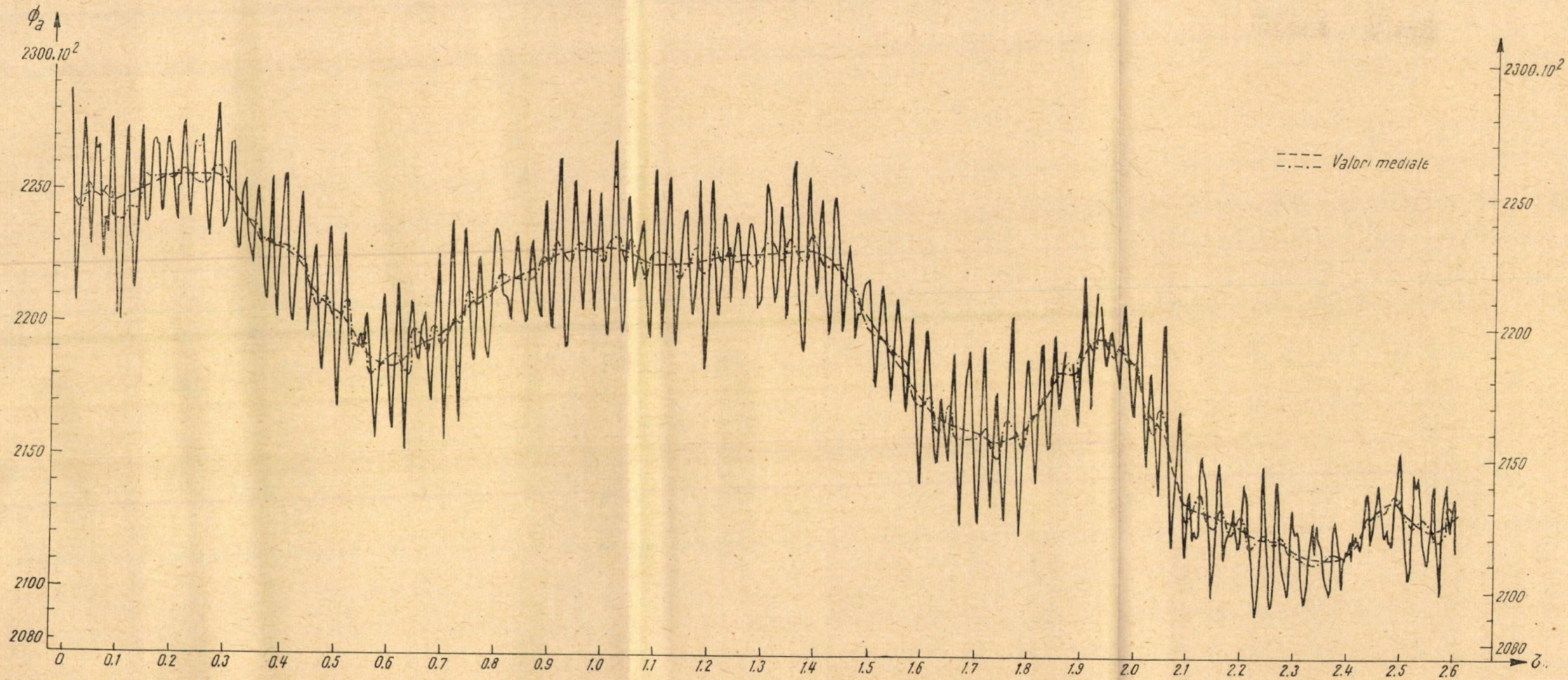

ϕ_a
2300.10^2
2250
2200
2150
2100
2080
0
0.1
0.2
0.3
0.4
0.5
0.6
0.7
0.8
0.9
1.0
1.1
1.2
1.3
1.4
1.5
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
2.4
2.5
2.6
τ
Valori mediate

Fig. 22

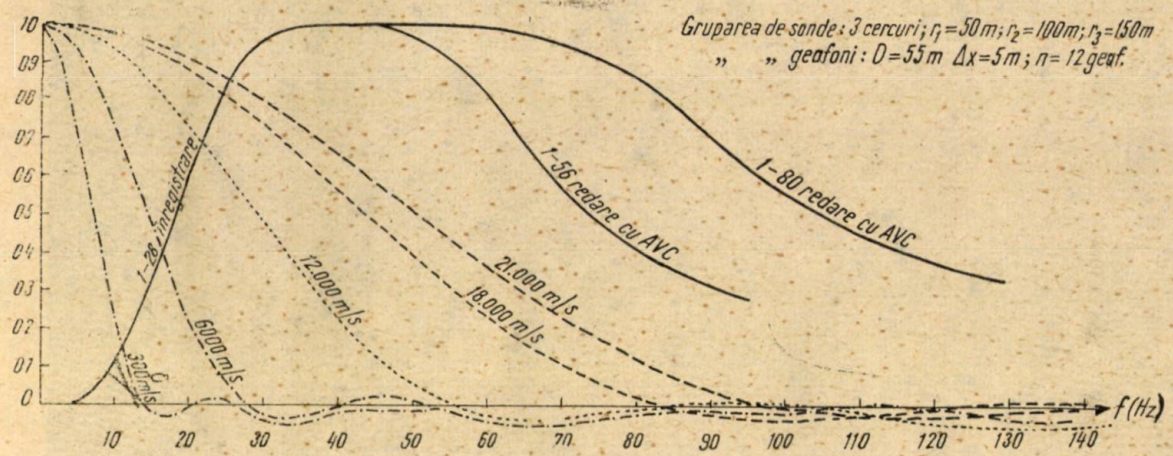

Gruparea de sonde: 3 cercuri; r_1=50m; r_2=100m; r_3=150m
„ „ geofoni: D=55m Δx=5m; n=12 geof.
1-80 redare cu AVC
1-56 redare cu AVC
21.000 m/s
18.000 m/s
12.000 m/s
6000 m/s
300 m/s
1-28 inregistrare
f (Hz)
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
120
130
140

Fig. 25

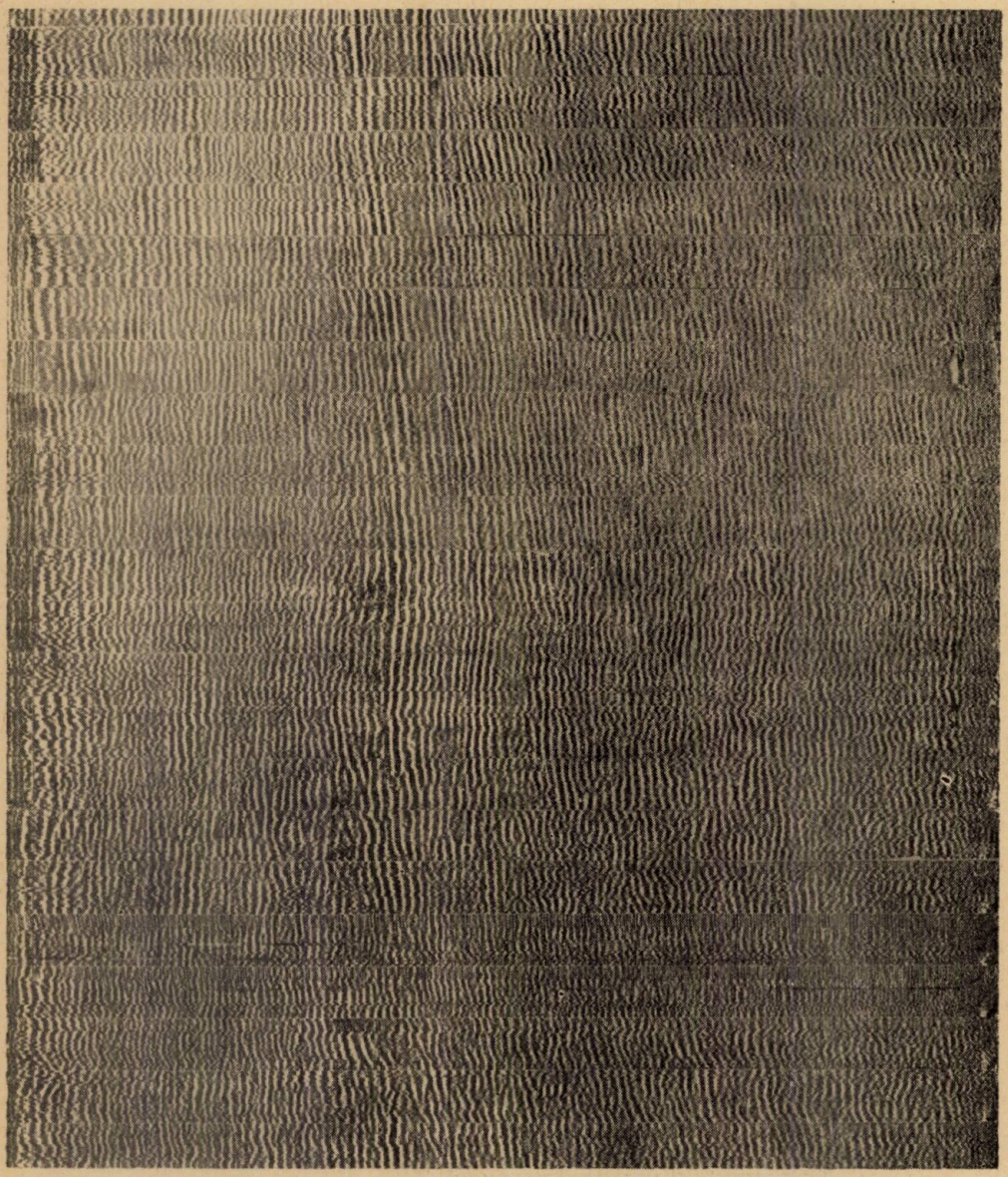


Fig. 26

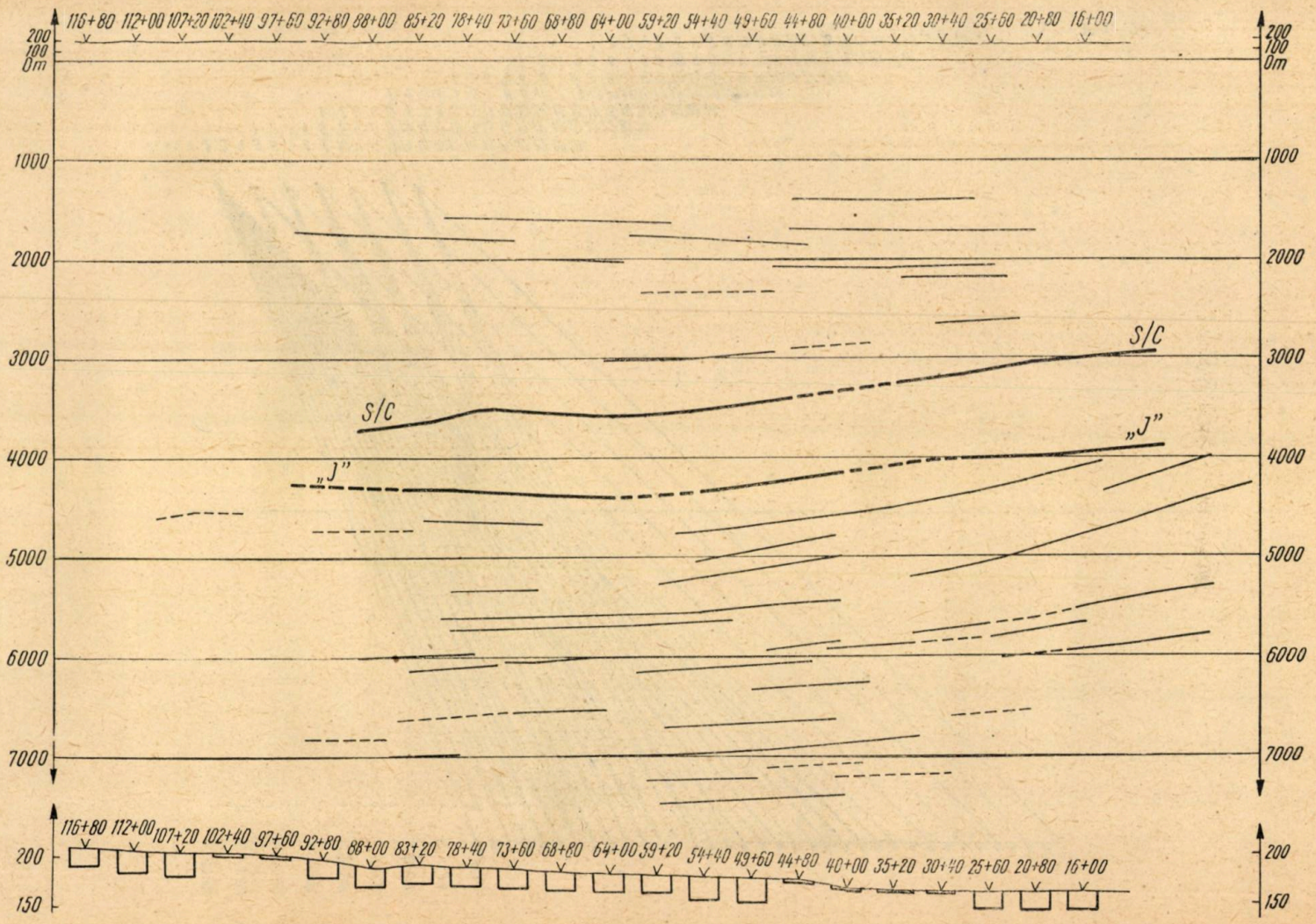

116+80 112+00 107+20 102+40 97+60 92+80 88+00 83+20 78+40 73+60 68+80 64+00 59+20 54+40 49+60 44+80 40+00 35+20 30+40 25+60 20+80 16+00
200
100
0m
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
S/C
S/C
„J"
„J"
200
150

Fig. 27

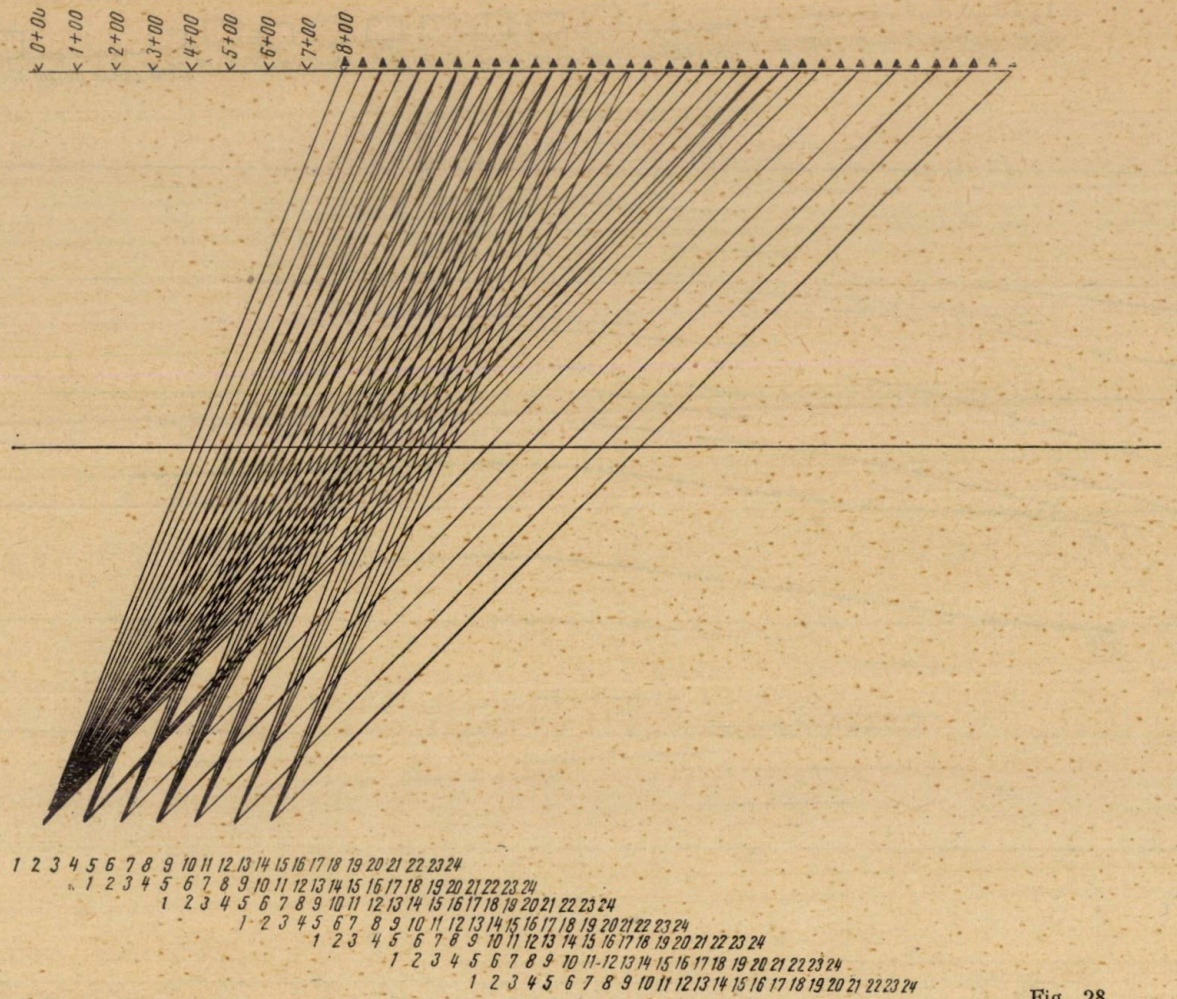

0+00
1+00
2+00
3+00
4+00
5+00
6+00
7+00
8+00
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24

Fig. 28

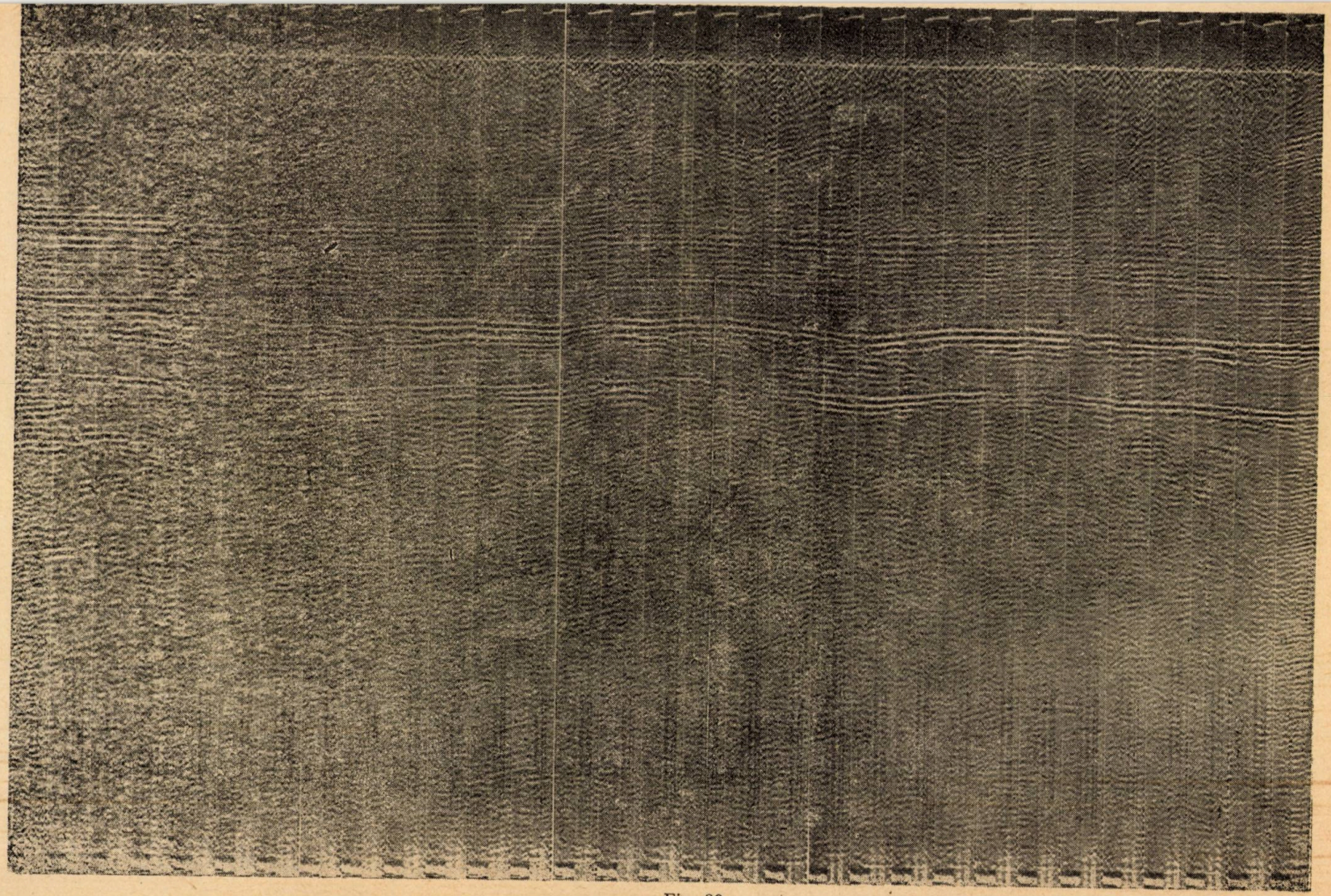


Fig. 29

Gruparea circulară depărtată a fost combinată cu o grupare de geofoni proiectată pentru atenuarea undelor superficiale şi amplasată funcţie de direcţia de sosire a undelor în cadrul dispozitivelor de înregistrare (fig. 24).

Utilizarea grupărilor respective a condus la atenuarea reflecţiilor multiple de tip intern (fig. 26 comparativ cu fig. 20) şi la evidenţierea a numeroase orizonturi reflectatoare pînă la adîncimea de 7000 m (fig. 27).

Pentru clarificarea secţiunilor seismice de reflecţie din zonele amintite anterior, s-a utilizat şi metoda acoperirilor multiple [6]. Posibilităţile teoretice de filtrare ale acoperirii multiple sînt importante mai ales în lupta împotriva perturbaţiilor întîmplătoare, care sînt atenuate în raport cu rădăcina patrată a numărului de urme folosit la însumare (ordinul de acoperire). Este remarcabilă de asemenea proprietatea acestui procedeu de a atenua reflecţiile multiple care după corectare păstrează o curbură reziduală destul de mare, astfel încît prin însumarea unor urme în antifază să se obţină efectul de slăbire dorit.

Metoda acoperirilor multiple de ordin VI, aplicată pe aceleaşi profile în varianta cu înregistrări depărtate (fig. 28), deşi a atenuat o bună parte din fondul perturbant, nu a permis evidenţierea unor orizonturi din adîncime (fig. 29). Aceasta se datoreşte faptului că informaţiile de la orizonturile de adîncime sînt mascate de zgomotele (multiple) care au energie superioară.

Primită la redacţie la 5 mai 1968

BIBLIOGRAFIE

1. T. Krei, G. Schmidt, K. Sulis, *Posibilitatea extinderii domeniului de investigare în adîncime, în seismica de reflecţie.* N.G.G.-178, **9**, 51—56 (1961).
2. * * * *Metode noi de prospecţiune geofizică,* (curs de perfecţionare). Centrul de documentare al industriei chimice şi petroliere, 1966.
3. Smith Mark, *Noise analysis and multiple seismometer theory.* Geophysics, **XXI**, *2* (1956).
4. V. Chişcan, *Asupra grupărilor de sonde în cazul profilelor nelongitudinale.* Lucrare susţinută la „Simpozionul de geofizică", 1964.
5. N. A. Anstey, *Correlation techniques — a revien* Geophysical Prospecting, **XII**, *4* (1964).
6. H. Maine, *Practical considerations in the use of common reflection point techniques.* Geophysics, **XXXII**, *2* (1967).

CONSIDERAȚII PRIVIND ACȚIUNEA GRUPĂRII ÎN SUPRAFAȚĂ CU CONTUR CIRCULAR ȘI DIMENSIONAREA EI ÎN FUNCȚIE DE PARAMETRII ZGOMOTULUI AMBIANT

DE

D. DOICIN [1]), I. CORNEA [2]) și M. ALEXANDRU [3])

1. Trăsătura etapei actuale în cercetarea seismică este dezvoltarea spectaculoasă a tehnicilor de filtraj, determinată de nevoia presantă de a îmbunătăți raţia semnal-zgomot și de a obține date de la nivele din ce în ce mai adînci ale subsolului.

Pînă în prezent, investigațiile teoretice și experimentale au fost consacrate cu precădere procedeelor de filtraj liniar — grupări de surse de explozie sau receptori, acoperire multiplă, filtraje optimizante, deconvoluție, filtraje inverse — acestea fiind studiate în detaliu în decursul ultimilor ani.

În ceea ce privește grupările de receptori sau explozii, teoria lor generală este bine cunoscută, iar în cazul particular al aranjamentului liniar, o analiză precisă și completă a fenomenelor poate fi găsită în articolul lui M. Smith [1], folosind limbajul calculului operațional. Judecată după efectele sale, introducerea grupărilor simple, liniare, a reprezentat un salt calitativ în istoricul seismometriei, remarcabil și prin aceea că s-a petrecut, la timpul său, în condițiile folosirii unei aparaturi cu posibilităţi reduse față de cea actuală.

În ordinea faptelor, trebuie arătat că dacă progresele realizate în ultima vreme în tehnica seismică au creat noi soluții și perspective în combaterea zgomotului, aplicarea grupărilor s-a menținut cu necesitate, grație calității de a constitui un proces de compunere la intrarea canalului seismic.

Importanța grupărilor apare mai evident în regiunile unde distribuția surselor de zgomot este spațială, caz în care prelucrările ulterioare în cen-

[1] Ministerul Petrolului, București, B-dul Republicii, nr. 32.
[2] Institutul de geofizică aplicată, București, Șos. Kiseleff, nr. 55.
[3] Consiliul Național al Cercetării Științifice, București, Str. Roma, nr. 32—34

ST. CERC. GEOL. GEOFIZ., GEOGR. SERIA GEOFIZICĂ, TOM 6, NR. 2, P. 263 – 270, BUCUREȘTI, 1968

trale sînt insuficiente pentru a rezolva problema undelor parazitare de provenienţă laterală profilului de înregistrare.

Miniaturizarea forajului seismic şi a receptoarelor permit în momentul de faţă ca grupările în suprafaţă, folosite în condiţiile zgomotului spaţial, să poată fi realizate printr-un număr mare de elemente, deobicei distribuite în reţea regulată.

În continuare vor fi expuse unele aspecte ale teoriei acestor grupări.

2. Trasa seismică este rezultatul adiţiunii unui mare număr de unde provocate de explozie, de provenienţe foarte diverse şi cu grade diferite de coerenţă. Separarea semnalelor utile de zgomot este posibilă în măsura în care caracteristicile acestor două categorii de sosiri sînt diferite. Punînd problema sub forma unei generalizări a teoriei simplificatoare a lui M. Smith, o undă seismică poate fi reprezentată prin funcţia

$$g(x, y, t) = a(x, y) \cdot u\left(t - \frac{x}{v_x} - \frac{y}{v_y}\right). \tag{1}$$

Presupunînd că $g(x, y, t)$ este continuă în raport cu x şi y, funcţia $a(x, y)$ exprimă gradul de coerenţă al undei. În cazul unei coerenţe perfecte $a(x, y) = 1$.

Funcţia $u\left(t - \frac{x}{v_x} - \frac{y}{v_y}\right)$ reprezintă o undă perfect coerentă care se propagă în întreg spaţiul cu vitezele aparente v_x de-a lungul axei x şi v_y de-a lungul axei y.

Spectrul Γ al lui $g(x, y, t)$ este dat de formula

$$\Gamma(k_x, k_y, f) = \iiint_{-\infty}^{+\infty} g(x, y, t) \cdot e^{-j2\pi(ft - k_x x - k_y y)}\, dt\, dx\, dy = \tag{2}$$

$$= \iint_{-\infty}^{+\infty} a(x, y) \cdot e^{j2\pi(k_x x + k_y y)} dx dy \int_{-\infty}^{+\infty} u\left(t - \frac{x}{v_x} - \frac{y}{v_y}\right) \cdot e^{-j2\pi ft}\, dt. \tag{3}$$

După înlocuirea $\zeta = t - \frac{x}{v_x} - \frac{y}{v_y}$, relaţia (3) devine

$$\Gamma(k_x, k_y, f) = \iint_{-\infty}^{+\infty} a(x,y) \cdot e^{-j2\pi\left[\left(\frac{f}{v_x} - k_x\right)x + \left(\frac{f}{v_y} - k_y\right)y\right]} dx dy \int_{-\infty}^{+\infty} u(\zeta) e^{-j2\pi f}\, d\zeta =$$

$$= A\left(\frac{f}{v_x} - k_x; \frac{f}{v_y} - k_y\right) \cdot U(f), \tag{4}$$

în care A şi U sînt transformatele Fourier ale lui a şi u. În cazul unei unde perfecte coerente ($a = 1$):

$$\Gamma(k_x, k_y, f) = \delta\left(\frac{f}{v_x} - k_x\right) \cdot \delta\left(\frac{f}{v_y} - k_y\right) \cdot U(f), \tag{5}$$

unde δ reprezintă funcţia Dirac.

Din condiţia de existenţă a lui δ decurge

$$f = k_x \cdot v_x = k_y \cdot v_y, \tag{6}$$

sistem de ecuații care reprezintă dreapta domeniu a sosirii $g(x, y, t)$ în spațiul k_x, k_y, f. Semnalele, avînd viteze aparente mari, corespund unor astfel de drepte situate în conul de rotație din jurul axei f, zgomotele ocupînd domenii exterioare concentrice (fig. 1).

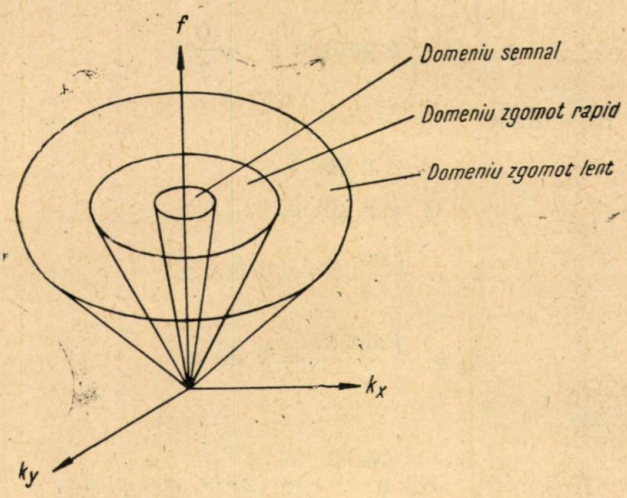


Fig. 1. — Domeniile semnalelor și zgomotelor în spațiul k_x, k_y, f.

În cazul unei coerențe $a(x, y)$ date, din considerațiile de mai sus rezultă că spectrul unui zgomot se întinde cu atît mai puțin în frecvență, cu cît viteza sa este mai mică, dacă întinderea în număr de undă rămîne constantă. Eficacitatea filtrajului de frecvență depinde de acest ansamblu de condiții.

Faptul că în condiții reale semnalele și zgomotele prezintă coerențe subunitare — dispresia cuplajului geofon-sol avînd în această privință un rol important — se traduce prin îngroșarea domeniilor spectrale ale undelor, reducînd posibilitățile filtrajului selectiv într-o măsură considerabilă.

3. Acțiunea grupării de suprafață care ocupă un domeniu dat, este exprimată în spațiul k_x, k_y, f prin caracteristica sa de transfer:

$$H(k_x, k_y) = \iint_{(\mathcal{D})} h(x, y)\ e^{-j2\pi(k_x x + k_y y)}\, dx\, dy. \tag{7}$$

$H(k_x, k_y)$ este transformata Fourier a funcției de sensibilitate $h(x, y)$, considerată mai departe continuă și constantă. Semnalul de ieșire $g_e(x, y, t)$ este rezultatul convoluării semnalului la intrarea $g_i(x, y, t)$ cu $h(x, y)$:

$$g_e(x, y, t) = \iint_{-\infty}^{+\infty} h(\zeta, \eta) \cdot g_i(x - \zeta, y - \eta, t)\, d\zeta\, d\eta,$$

expresie a cărei transformată Fourier este relația funcțiilor spectrale:

$$G_e(k_x, k_y, f) = H(k_x, k_y) \cdot G_i(k_x, k_y, f).$$

În cazul cînd conturul domeniului $\mathcal{D}$ este cercul cu diametru D (fig. 2), funcţia de sensibilitate avînd expresia:

$$h = \begin{cases} 1 \text{ pentru } r < \dfrac{D}{2}, \\ 0 \text{ pentru } r > \dfrac{D}{2}, \end{cases}$$

atunci, după înlocuirile

$$x = r \cos \theta,$$

$$y = r \sin \theta,$$

$$k_x = \frac{f \cos \alpha}{v} = k \cos \alpha,$$

$$k_y = \frac{f \sin \alpha}{v} = k \sin \alpha,$$

relaţia (7) devine

$$H(k) = \int_0^{D/2} r\mathrm{d}r \int_{-\alpha}^{2\pi-\alpha} \cos\,(2\pi k r \cos \varphi)\, \mathrm{d}\varphi, \tag{8}$$

unde $\varphi = \theta - \alpha$.

Avînd în vedere periodicitatea funcţiilor trigonometrice, intervalul de integrare poate fi luat de la 0 la 2π, şi deci

$$H(k) = 2\pi \int_0^{D/2} r J_0 (2\pi k r)\, \mathrm{d}r, \tag{9}$$

unde J_0 reprezintă funcţia Bessel de ordinul 0 şi speţa întîia.

Rezolvarea integralei (9) conduce la

$$H(k) = \frac{D}{2} \frac{J_1(\pi k D)}{\pi k D}, \tag{10}$$

expresie care poate fi pusă sub forma

$$H(k) = \frac{H(k)}{H(0)} = 2 \frac{J_1(\pi k D)}{\pi k D}, \tag{11}$$

amintind prin analogie caracteristica sinus cardinal a grupării liniare.

Din cele expuse, ţinînd seamă că funcţiile h şi H sînt pereche, se deduce că prin aplicarea unei ponderi de tipul $J_1(r)/r$ grupării de suprafaţă, se obţine răspunsul optim al acesteia, sub forma unei caracteristici cu secţiune crenel.

4. Pornind de la necesităţile practice, apare interesant a stabili aplicabilitatea calculelor de mai sus în condiţii reale, cînd $h(x, y)$ are caracterul unei funcţii discrete. În scopul de a justifica un mod simplu de evaluare a efectului grupării cu contur circular, s-a optat — în vederea

efectuării unor calcule comparative — pentru dispoziția exagonală a elementelor care formează gruparea (fig. 3).

O proprietate a spectrului unei rețele regulate este aceea că geometria domeniilor sale de repetiție depinde exclusiv de geometria rețelei. În cazul aranjamentului exagonal, planul k va fi împărțit în celule exago-

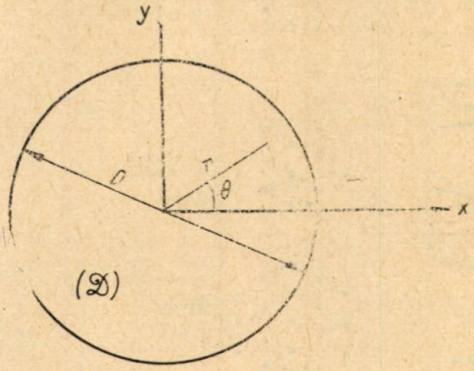


Fig. 2. — Domeniul circular

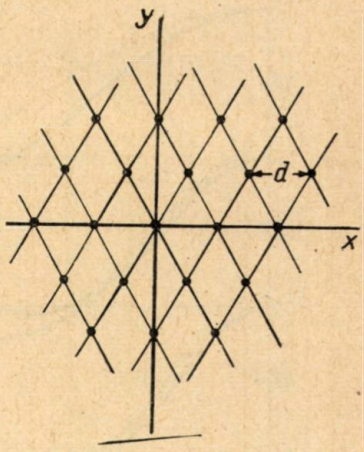


Fig. 3. — Rețeaua exagonală

nale, răspunsul grupării fiind identic în interiorul fiecăreia din aceste celule [2]. Dacă d este distanța dintre cei mai apropiați geofoni ai rețelei, atunci apotema exagonului de bază în planul k are valoarea $1/\sqrt{3}d$, distanța de la centrul său pînă la vîrf fiind $2/3\ d$.

Fiecare din elementele grupării în planul x, y putînd fi tratat ca un impuls unitar de coordonate x_p, y_q, a cărui transformată în planul k este $e^{j2\pi\,(k_x \cdot x_p\, +\, k_y \cdot y_q)}$, răspunsul total al grupării cu element central — centru de simetrie este

$$H\,(k_x, k_y) = 1 + 2 \sum_{(p,q)} \cos\,(k_x \cdot x_p + k_y \cdot y_q). \tag{12}$$

Cu ajutorul formulei (12) s-au calculat caracteristicile $H\,(k_x, 0)$ și $H\,(0, k_y)$ pentru 6 grupări în rețea exagonală, menținînd echidistanța d și variind diametrul cercului contural de la $2d$ la $4\sqrt{3}\ d$. Din examinarea graficelor din figura 4 rezultă atît aplicabilitatea relației (11) de dimensionare a grupării în suprafață cu contur circular cît și o concluzie asupra modului de stabilire a echidistanței d sau a desimii grupării. Într-adevăr, luînd pentru $J_1(\pi\, kD)$ valoarea de anulare $k \simeq 1{,}2/D$, diametrul necesar al cercului grupării — în prezența unui fond de zgomot determinat — poate fi luat practic la limita unei atenuări de ordinul 20 db:

$$D = \frac{v_{p\,\max}}{f_i}, \tag{13}$$

în care $v_{p\,\max}$ reprezintă viteza aparentă maximă a evantaiului de zgomot, iar f_i frecvența limită inferioară a benzii de filtraj utilizată la înregistrare. Dacă, de exemplu, se construiește gruparea cu 43 elemente, ceea ce cores-

punde unei echidistanţe $d = D/4\sqrt{3}$, se obţine caracteristica în planul k, dată în figura 5. Curbele, gradate în db, arată în cazul luat o valoare minimă a atenuării în domeniul exterior primei anulări, de 18 db. Dar luarea

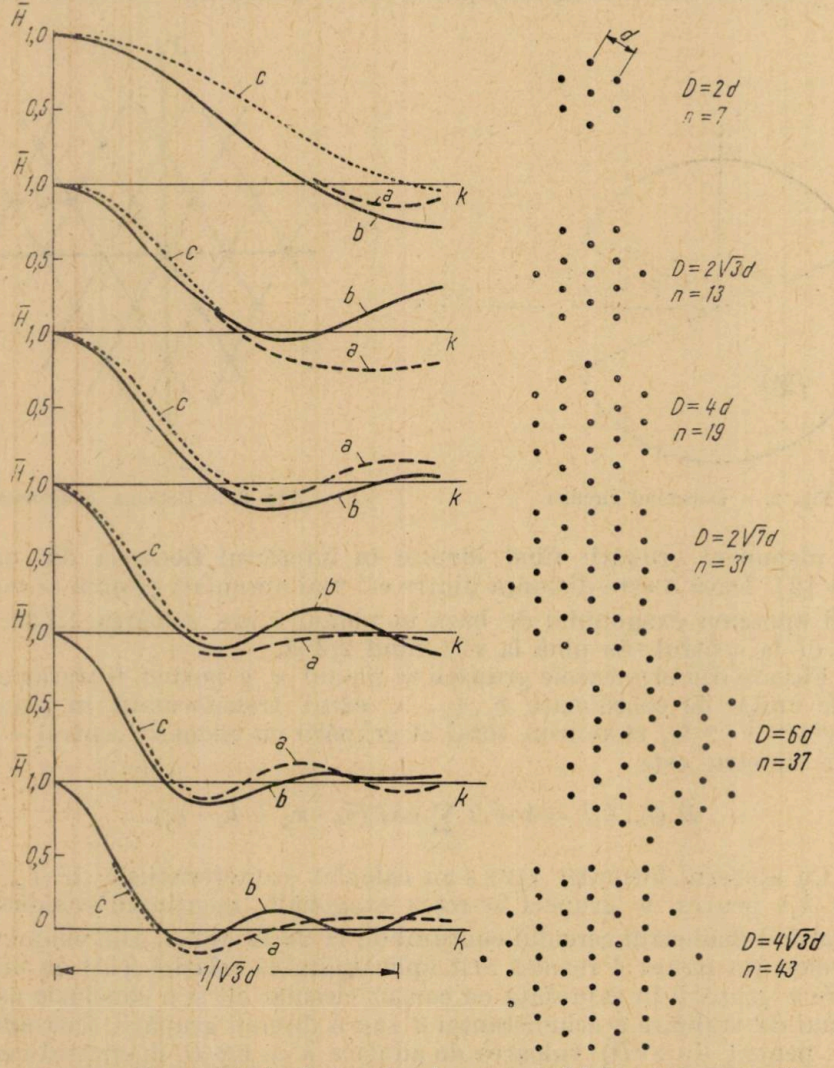


Fig. 4. — Caracteristicile de transfer ale unor grupări în reţea exagonală : *a*) $\overline{H}(k_x, 0)$; *b*) $\overline{H}(0, k_y)$; *c*) $2\,\frac{J_1(\pi kD)}{\pi kD}$

unui număr de elemente de acest ordin sau chiar mai mic — prin mărirea echidistanţei d — suferă restricţia impusă de contractarea exagonului de bază, ceea ce implică plasarea spectrului zgomotului lent în domeniile de repetiţie ale caracteristicii $H(k)$ a grupării. După stabilirea parametrului D prin formula (13), distanţa d se determină în funcţie de cri-

teriul repetițiilor, urmînd procedeul similar celui aplicat la dimensionarea grupărilor liniare.

De obicei, gruparea în suprafață se construiește prin aranjamentul punctelor de explozie. În ceea ce privește undele superficiale, a căror

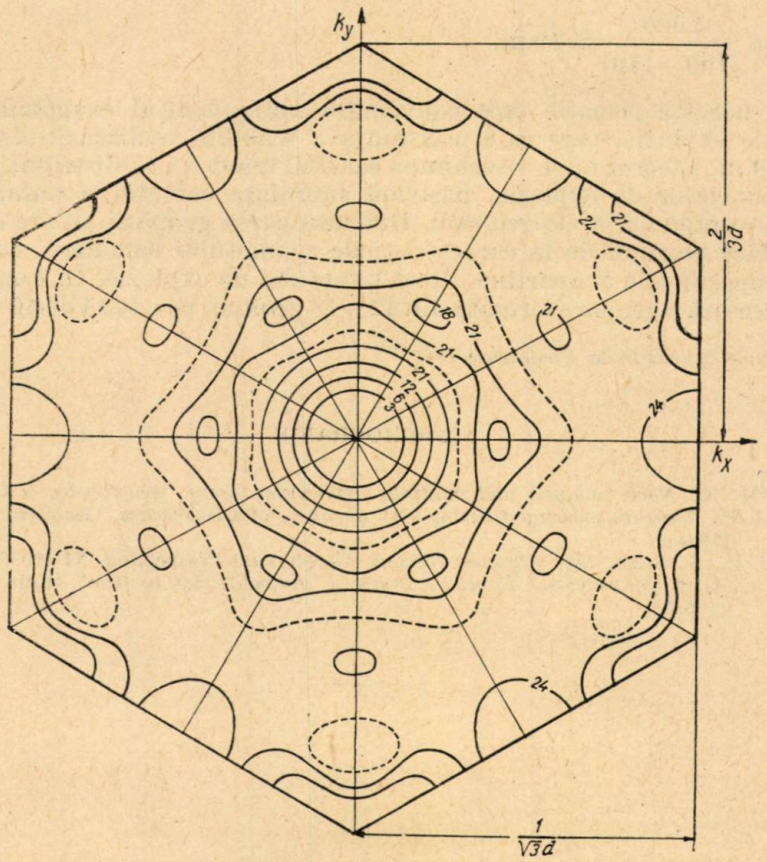


Fig. 5. — Răspunsul în planul k al grupării în rețea exagonală cu contur circular ($n = 43$).

viteză aparentă redusă ridică problema prelungirii spectrului lor în domeniile de repetiție ale caracteristicii, eliminarea acestora este realizabilă cu ajutorul unor grupări liniare scurte de receptori, judicios dirijate și cu echidistanță mică. Necesitatea acestei grupări complementare de receptori este determinată și de prezența, în unele cazuri, a unui fond de zgomot întîmplător cu variații rapide de coerență.

Următorul exemplu numeric ilustrează calculul unei astfel de grupări combinate:

— evantaiul zgomot rapid cuprins între 2000 m/s și 3000 m/s.
— evantaiul zgomot lent cuprins între 300 m/s și 800 m/s.
— $f_i = 20$ Hz.
— f_s = (limita superioară a benzii de filtraj) = 100—110 Hz

Rezultă următorii parametri:

$$D = \frac{3000}{20} = 150 \text{ m.}$$

$$d = \frac{2000}{(100-110)} \simeq 19 \text{ m.}$$

În această situaţie este convenabil aranjamentul exagonal cu 61 puncte de explozie, care la echidistanţa d stabilită realizează diametrul D de 150 m. Efectul nu se va schimba sensibil luînd o altă distribuţie regulată a punctelor de explozie, păstrînd suprafaţa cercului şi numărul de elemente componente ale grupării. Dimensionarea grupării liniare de geofoni se face pornind de la caracteristicile zgomotului lent care cuprinde undele superificiale şi aparţine direct punctului de explozie. În cazul luat, apare necesară o grupare formată din 12—18 geofoni, pe o bază de 40—50 m.

Primită la redacţie la 4 noiembrie 1967

BIBLIOGRAFIE

1. Smith, M. K., *Noise analysis and multiple seismometer theory.* Geophysics, **XXI** (1956).
2. Burg, J. P., *Three-dimensional filtering with an array of seismometers*, Geophysics, **XXIX** (1964).
3. Fail, J. P., G. Grau, *Les filtres en éventail*, Geophysical Prospecting, **XI** (1963).
4. Gray, A., G. B. Matthews, *Funcţiile Bessel şi aplicaţiile lor în fizică.* Edit. tehnică, (1958).

APLICAȚII ALE STATISTICII MATEMATICE ÎN ANALIZA OBSERVAȚIILOR GEOFIZICE

DE

D. ZORILESCU

ICEMIN, București, Calea Victoriei nr. 220

INTRODUCERE

Obiectul analizelor statistico-matematice în geofizică îl formează „variabilele geofizice" (proprietățile fizice ale rocilor sau elementele anomaliilor obținute), care împreună cu variabilele geologice (conținut, grosime etc.) formează o submulțime a mulțimii generale a „variabilelor regionale", numite astfel de G. Matheron, și care caracterizează fenomene naturale, sociale, geografice, economice etc.

Studiul variabilelor geofizice din punct de vedere al statisticii matematice este interesant și util, deoarece dă posibilitatea rezolvării mai ușoare a unor probleme de interpretare calitativă sau cantitativă.

În cele ce urmează sînt indicate o serie de observații proprii asupra variabilelor geofizice și de asemenea cîteva probleme rezolvate cu ajutorul metodelor statisticii matematice.

Cît privește variația „variabilelor geofizice" se poate constata caracterul lor mixt: o variație statistică într-un punct dat, dacă în același complex de condiții se efectuează un șir de determinări, și o variație spațială sau regională de la un punct la altul al suprafeței pe care se execută măsurătorile.

Corespunzător acestor două tipuri de variație, variabilele geofizice apar ca o sumă a două componente, una aleatoare datorată variației statistice și una deterministă datorată variației regionale, deoarece valoarea reală a unui parametru fizic, într-un punct dat sau pentru un eșantion dat, este bine determinată de condițiile concrete în care se află punctul sau s-a aflat eșantionul considerat.

Prin urmare variabilele geofizice pot fi considerate ca semnale mixte, adică rezultate din compunerea unui semnal aleator cu unul determinist.

Valorile semnalelor geofizice pentru puncte vecine sau pentru eșantioane culese din locuri vecine nu sînt independente, punctele sau eșantioanele vecine suferind condiții geologice comune.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM. 6, NR. 2, P. 271–280, BUCUREȘTI, 1968

Există deci o dependență indirectă între punctele vecine, ceea ce face ca în cazul semnalelor geofizice, de altfel ca și în cazul variabilelor geologice, să nu fie valabilă legea întîmplării pure și deci să nu poată fi acceptată ca universală legea de repartiție normală (gaussiană).

În cazul variabilelor în care acționează o lege de proporționalitate (de exemplu proporționalitatea altitudinii cu eroziunea), ceea ce se întîmplă și în cazul semnalelor geofizice, legea de repartiție acceptată este legea lognormală.

Prin urmare se impune în unele probleme necesitatea cunoașterii legii de repartiție spațială a semnalelor geofizice.

De asemenea trebuie observat că dependența indirectă a semnalelor geofizice din puncte vecine poate fi considerată ca o dependență Markoviană și, prin urmare, semnalele geofizice pot fi tratate ca procese Markov simple sau depinzînd de un număr finit de stări.

Evident, cu cît punctele sînt mai depărtate unele de altele, cu atît valorile semnalelor corespunzătoare capătă un grad de independență mai mare.

Prin urmare un șir de semnale geofizice obținute pe o direcție dată poate fi considerat ca un lanț Markov, adică un șir ce posedă proprietatea lui Markov, și anume: probabilitatea ca procesul să se afle într-o anumită stare într-un punct dat, după ce în punctele anterioare a trecut prin stările $i_1, \ldots, i_n$, depinde numai de starea ultimă i_n (lanț simplu) sau de un șir finit de stări $i_m, i_{m+1}, \ldots, i_n$ $(m < n)$.

Cum probabilitatea ca semnalul geofizic să se afle în starea j dacă în punctul vecin s-a aflat în starea i nu depinde de poziția spațială a punctelor, înseamnă că semnalele geofizice pot fi considerate procese Markov omogene.

Valabilitatea și utilitatea practică a acestor considerații rămîne a fi demonstrată în viitor.

În continuare vom prezenta pe scurt cîteva din probleme analizate cu ajutorul metodelor statisticii matematice printre care și problema continuărilor analitice care va fi tratată mai pe larg.

1. SEPARAREA EFECTELOR REGIONALE ȘI LOCALE

În lucrarea sa [3] Fraser S. Grant notează cîmpul regional prin funcția $\gamma(x, y)$, iar anomaliile locale le grupează nediferențiat, împreună cu erorile, într-un termen denumit „nedeterminarea intrinsecă a observației", care poate varia de la un punct la altul întîmplător.

El arată că măsurătorile repetate $g(x, y)$ într-un punct dat nu sînt identice și vor avea o distribuție normală, ceea ce demonstrează printr-un procedeu destul de complicat, și în plus arată că $\gamma(x, y)$ va fi valoarea așteptată (valoarea medie) a cîmpului măsurat în fiecare punct de coordonate (x, y).

Cu alte cuvinte, Fraser Grant consideră că poate afla valoarea cîmpului regional într-un punct dat cu ajutorul mediei valorilor repetate $g(x\ y)$, ceea ce, după cum vom arăta, nu este corect.

Evident, se poate scrie

$$g(x, y) = \gamma(x, y) + \varepsilon, \tag{1.1}$$

unde ε grupează anomaliile locale ε' și erorile de determinare d, $(\varepsilon = \varepsilon' + d)$.

Într-un punct dat (x_0, y_0), relația (1.1) se scrie

$$g(x_0, y_0) = \gamma(x_0, y_0) + \varepsilon'_0 + d_i,$$

unde indicele i se referă la variația statistică într-un punct dat.

Erorile d_i urmează o repartiție normală cu media zero și o dispersie oarecare σ_d, adică aparțin clasei $N(0, \sigma_d)$.

Dacă o variabilă aleatoare x urmează o repartiție normală $N(m, \sigma)$, atunci variabila $a+x$, unde a este o constantă, urmează o repartiție normală $N(a + m, \sigma)$.

Prin urmare $g(x,y)$ într-un punct dat aparține clasei $N(\gamma_0 + \varepsilon'_0, \sigma_d)$, și deci valoarea medie a valorilor g într-un punct dat este valoarea constantă și bine determinată $\gamma_0 + \varepsilon'_0$, adică o compunere a efectului regional și local, ceea ce contrazice concluzia lui Fraser Grant asupra valorii efectului regional într-un punct dat.

Prin urmare efectul regional $\gamma(x, y)$ nu este valoarea așteptată a cîmpului măsurat $g(x, y)$ într-un punct dat.

De aici și greșeala care se face cînd se efectuează nivelările cu ajutorul valorilor medii, acestea înglobînd și valorile efectului local pentru suprafețe mici de teren.

Concluzia pe care o trage pentru situația unui punct dat, deci pentru variația statistică a semnalului g, Fraser Grant o generalizează pentru întreaga suprafață prospectată.

Or nici acest lucru nu este în general valabil, deoarece în spațiu semnalul geofizic are o variație regională.

Totuși, pentru suprafețe mari se poate considera că anomaliile locale au caracter aleator, nesistematic, constituind în fiecare punct abateri de la efectul regional.

În acest sens, se poate considera că în spațiu, $\varepsilon = \varepsilon' + d$ urmează o repartiție normală $N(0,\Sigma)$. Dacă $\gamma(x, y)$ se reduce la o constantă A, atunci $g = A + \varepsilon$ va aparține clasei $N(A,\Sigma)$ și, prin urmare, $\gamma(x, y)$ are sens de valoare așteptată și poate fi estimată cu ajutorul mediei aritmetice.

În general însă $\gamma(x, y)$ nu este o constantă, iar $g(x, y)$ nu va urma neapărat o repartiție normală, ci eventual lognormală. Trebuie determinată în prealabil repartiția semnalului respectiv și apoi aleasă calea de mediere corespunzătoare pentru obținerea valorii așteptate $\gamma(x, y)$.

Dacă se definește efectul regional ca fiind partea deterministă a semnalului aleator, adică funcția continuă $\gamma(x, y)$, atunci un procedeu mai corect de separație a acestui efect este acela al aproximării funcției continue $\gamma(x, y)$ cu un polinom de grad n, aproximare asigurată de teoremele lui Weierstrass.

Coeficienții polinomului de aproximare pot fi ușor determinați cu ajutorul programării liniare [5] și [6] și deci a calculatoarelor electronice, pentru toate punctele în care au fost măsurate valorile cîmpului g.

2. ANALIZA STATISTICO-MATEMATICĂ A LEGĂTURILOR DINTRE PARAMETRII FIZICI ŞI GEOLOGICI AI ROCILOR

Aceasta este una din problemele importante ale prelucrării datelor geofizice în scopul obţinerii unor relaţii cu parametrii geologici corespunzători (conţinuturi în elemente utile, grosimi sau adîncimi ale corpurilor prospectate etc.), relaţii ce dau posibilitatea estimării cu o probabilitate dată a parametrilor geologici necunoscuţi.

În lucrările [2],[13] este efectuată o analiză a legăturilor dintre radioactivitatea naturală a stratelor de cărbuni şi conţinutul în cenuşe sau grosimea stratelor.

După verificarea cu ajutorul testului de concordanţă $\varkappa^2$, a ipotezei de repartizare lognormală a variabilelor: radioactivitate naturală, conţinut în cenuşe, conţinut în sulf, grosimea stratelor, s-a trecut la analizarea cu ajutorul teoriei corelaţiei şi regresiei a legăturilor lor reciproce.

S-a găsit spre exemplu pentru corelaţia radioactivitate naturală — — conţinut în cenuşe, o intensitate egală cu $r = 0{,}44$, iar după verificarea ipotezei de liniaritate a regresiilor corespunzătoare s-au putut calcula relaţiile

$$y = 0{,}152\ x + 10{,}847 \tag{2.1}$$

pentru regresia radioactivităţii naturale în raport cu conţinutul în cenuşe, şi

$$x = 1{,}270\ y + 3{,}493 \tag{2.2}$$

pentru regresia conţinutului în cenuşe în raport cu radioactivitatea naturală, relaţie ce poate fi utilizată pentru estimarea conţinuturilor medii de cenuşe ale stratelor de cărbune direct după curba radioactivităţii naturale înregistrate în carotajul geofizic.

De asemenea s-a verificat ipoteza de independenţă a radioactivităţii naturale de grosimea stratelor de cărbune pentru bazinul carbonifer studiat.

Un alt studiu se poate efectua asupra corelaţiilor reciproce între următorii parametri: intensitatea componentei verticale a cîmpului magnetic ΔZ, conţinutul în fier X, şi adîncimea H a complexului purtător de mineralizaţii de fier, parametrii măsuraţi într-o serie de foraje efectuate pentru cercetarea mineralizaţiei de la Teliuc.

Calculul coeficienţilor de corelaţie, utilizînd formula redusă a lui Matheron [7], indică următoarele valori:

$$r_{(H,\Delta Z)} \approx -0{,}8, \tag{2.3}$$

$$r_{(H,Fe)} \approx -0{,}8, \tag{2.4}$$

$$r_{(Fe,\Delta Z)} \approx 0{,}43. \tag{2.5}$$

Primii doi coeficienţi de corelaţie arată corelaţii de intensitate foarte mare între adîncimea complexului şi valorile cîmpului magnetic măsurat sau conţinutul de fier şi deci legături aproximativ liniare de forma

$$H = a + b \cdot \Delta Z$$

sau

$$X = c + d \cdot H.$$

Relaţii de acest gen sînt utile estimării, cu o probabilitate suficient de mare, a adîncimii complexului, cînd se cunosc valorile anomaliei magnetice, sau conţinutul în fier, cînd se cunosc valorile adîncimii.

Semnul minus indică corelaţii inverse.

Într-adevăr, este de aşteptat ca atunci cînd adîncimea complexului purtător de mineralizaţii de fier creşte, intensitatea anomaliei magnetice să scadă.

În cazul corelaţiei (H, Fe) concluzia ce se poate trage este interesantă din punct de vedere geologic, conţinutul în fier scăzînd o dată cu creşterea adîncimii complexului purtător.

Corelaţia (Fe,ΔZ) este mai slabă însă suficientă pentru a indica o legătură între aceşti doi parametrii. Evident nu se poate presupune o legătură directă liniară, ci doar o legătură de regresie liniară, care, ca şi în cazul bazinului carbonifer din problema precedentă, se poate exprima printr-o relaţie adecvată.

În plus se poate analiza corelaţia multiplă a variabilelor (H, ΔZ, Fe) şi se poate obţine o relaţie ce leagă toate aceste variabile.

3. CONTINUĂRI ANALITICE ÎN SEMISPAŢIUL INFERIOR UTILIZÎND METODA MONTE-CARLO ŞI ALGORITMELE PROGRAMĂRII LINIARE

În literatura geofizică de specialitate se indică un grup de procedee de continuări analitice ale cîmpurilor potenţiale în semispaţiul inferior, care se bazează pe aplicarea formulei lui Poisson, ca soluţie a problemei lui Dirichlet pentru sfera degenerată în plan:

$$\overline{g}(x, y) = \frac{h}{2\pi} \iint_{R^2} \frac{g(\xi, \zeta)}{[(\xi - x)^2 + (\zeta - y)^2 + h^2]^{3/2}} \, d\xi d\zeta, \qquad (3.1)$$

unde $\overline{g}(x, y)$ este cîmpul gravitaţional sau magnetic măsurat la suprafaţă, iar $g(\xi, \zeta)$ cîmpul într-un plan la cota h ($z = h$). Pentru aflarea lui $g(\xi, \zeta)$ în planul $z = h$ s-a folosit metoda aproximaţiilor succesive [1]. Totuşi din punct de vedere al operativităţii metoda nu este satisfăcătoare, iar dacă se fac simplificări excesive, rezultatele finale vor fi mult afectate de erori.

Vom indica aici două procedee de efectuare a continuărilor analitice utilizînd metoda numerelor aleatoare (metoda Monte-Carlo), precum şi algoritmele programării liniare.

Procedeul I. Presupunem că în planul $z = h$ facem o separare a efectelor regionale şi locale

$$g(\xi, \zeta) = R(\xi, \zeta) + L(\xi, \zeta). \qquad (3.2)$$

Facem mai întîi observaţia că asupra punctelor $Q(x, y)$ din planul $z = 0$, influenţa maselor distribuite în punctele $P(\xi, \zeta)$ din planul $z = h$, mult depărtate de proiecţia pe acest plan a zonei prospectate, poate fi neglijată.

Prin urmare în planul $z = h$ se poate delimita un domeniu D, eventual de forma domeniului prospectat în planul $z = 0$. Evident, coordonatele unui punct $P(\xi, \zeta)$ pot fi aceleași cu coordonatele unui punct $Q(x, y)$ aflat pe normala planului $z = h$ în punctul $P(\xi, \zeta)$.

Urmînd calea descrisă în lucrarea [5] se aproximează efectul regional cu un polinom de gradul n

$$g(\xi, \zeta) = \sum_{i,j=0}^{n} C_{ij}\, \xi^i\, \zeta^j + L. \tag{3.3}$$

Înlocuind (3.3) în (3.1) se obține

$$\bar{g}(x, y) = \frac{h}{2\pi} \sum_{i,j=0}^{n} C_{ij} \iint_D \frac{\xi^i \zeta^j}{r^3}\, d\xi\, d\zeta + \frac{h}{2\pi} \iint_D \frac{L}{r^3}\, d\xi\, d\zeta, \tag{3.4}$$

unde s-a notat $r^2 = (\xi - x)^2 + (\zeta - y)^2 + h^2$. Coeficienții necunoscutelor C_{ij}, $(i, j = 0,1,\ldots,n)$ sînt integrale duble de forma

$$I_{i,j} = \iint_D \frac{\xi^i \zeta^j}{r^3}\, d\xi\, d\zeta, \tag{3.5}$$

multiplicate cu factorul $\frac{h}{2\pi}$.

Pentru fiecare punct $Q(x, y)$ din aria cercetată (planul $z = 0$) se obține o ecuație de tipul (3.4).

Numerotînd punctele Q_l $(l = 1,\ldots, m)$ în care cîmpul este măsurat $\bar{g}_l$, se va obține un sistem de m ecuații liniare în C_{ij}.

Pentru calculul coeficienților necunoscutelor și a integralelor de forma

$$I^* = \iint_D \frac{L}{r^3}\, d\xi\, d\zeta, \tag{3.6}$$

propunem metoda numerelor aleatoare (metoda Monte-Carlo).

Deoarece cu metoda Monte-Carlo de rezolvare a integralelor multiple, domeniul D pe care se face integrarea se înscrie într-un pătrat unitate, este necesar ca coordonatele punctelor $Q(x, y)$ să se transforme la o scară corespunzătoare.

Se poate considera patratul unitate, ales cu laturile paralele cu sistemul de coordonate geografice sau cu sistemul local folosit.

Dacă se consideră, de exemplu, punctul $P(0{,}5,\ 0{,}5)$ centrul pătratului unitate din planul $z = h$, corespunzător unui punct $Q(x_0, y_0)$ din domeniul prospectat (planul $z = 0$), atunci coordonatele unui punct $Q(x, y)$ se vor transforma prin relațiile

$$x^* = \frac{0{,}5 \cdot x}{x_0}, \qquad y^* = \frac{0{,}5 \cdot y}{y_0}. \tag{3.7}$$

Considerînd aceste transformări efectuate, pentru calculul integralelor se va proceda în felul următor :

Cu ajutorul unui tabel de numere aleatoare uniform repartizate pe intervalul $[0, 1]$ se vor forma perechi (ξ, ζ) de numere, adică coordonatele unor puncte, care se vor înscrie în patratul unitate.

Fie N numărul total de puncte aleatoare și p numărul de puncte ce cad în interiorul domeniului D.

Pentru punctele $P(\xi_k, \zeta_k)$, cu $k = 1,2,\ldots, p$, din domeniul D se calculează valorile funcțiilor

$$f(x, y; \xi, \zeta) = \frac{\xi^i \zeta^j}{r^3} \quad \text{și} \quad g(x, y; \xi, \zeta) = \frac{L}{r^3}$$

în fiecare punct $Q(x, y)$ din planul $z = 0$.

Efectuînd mediile acestor valori se obțin valorile aproximative ale integralelor I și I^* astfel :

$$I_{ijl} \approx \frac{1}{N} \sum_{k=1}^{p} \frac{\xi_k^i \zeta_k^j}{r_{kl}^3}, \tag{3.8}$$

$$I_l^* \approx \frac{1}{N} \sum_{k=1}^{p} \frac{L_k}{r_{kl}^3}. \tag{3.9}$$

Valorile aproximative ale coeficienților necunoscutelor C_{ij} vor fi date de relația

$$I_{ijl} = \frac{h}{2\pi N} \sum_{k=1}^{p} \frac{\xi_k^i \zeta_k^j}{r_{kl}^3}. \tag{3.10}$$

Termenul legat de efectul local va fi

$$\frac{h}{2\pi N} \sum_{k=1}^{p} \frac{L_k}{r_{kl}^3}.$$

Acest termen face să intervină în ecuațiile de tipul (3.4) valorile efectelor locale L_k cu ponderile $A_{kl} = \dfrac{h}{2\pi N} \cdot \dfrac{1}{r_{kl}^3}$.

Cu aceste considerații ecuațiile de tipul (3.4) obținute pentru fiecare punct Q_l din domeniul prospectat se scriu

$$\bar{g}_l = \sum_{i,j=0}^{n} I_{ijl} C_{ij} + \sum_{k=1}^{p} A_{kl} L_k. \tag{3.11}$$

În aceste ecuații indicii i, j se referă la puterile variabilelor ξ, ζ din polinomul de aproximare, k la punctele din domeniul D (planul $z = h$), iar l la punctele din domeniul cercetat (planul $z = 0$).

Pentru ca aproximarea efectului regional printr-un polinom să fie cît mai bună, se vor determina coeficienții C_{ij} ai acestui polinom impunînd următoarea condiție de minim efectelor locale L_k :

$$\text{minim} \sum_{k=1}^{p} |L_k|. \tag{3.12}$$

Această condiţie se poate pune datorită caracterului nesistematic şi aleator al efectelor locale.

Problema scrisă sub forma (3.11) şi (3.12) este o problemă de programare liniară.

Nenegativitatea necunoscutelor se obţine simplu, aşa cum s-a arătat şi în lucrările [5], [6], scriind

$$C_{ij} = C_{ij}^{+} - C_{ij}^{-} \quad \text{cu} \quad C_{ij}^{+} \geqslant 0; \quad C_{ij}^{-} \geqslant 0,$$

$$L_k = L_k^{+} - L_k^{-} \quad \text{cu} \quad L_k^{+} \geqslant 0; \quad L_k^{-} \geqslant 0,$$

pentru $i, j = 0,1,\ldots, n$ şi $k = 1, 2,\ldots, p$.

Această scriere nu reprezintă un impediment, deoarece algoritmele programării liniare sînt de aşa natură, încît părţile pozitivă şi negativă nu se obţin în acelaşi timp nenule.

Soluţia problemei de programare liniară furnizează atît valorile efectului regional

$$R(\xi, \zeta) = \sum_{i,j=0}^{n} C_{ij}\, \xi^i\, \zeta^j$$

la nivelul $z = h$, şi deci harta efectului regional, cît şi valorile efectului local L_k $(k = 1, 2,\ldots, p)$ în punctele aleatoare P_k, adică harta anomaliei locale la nivelul h. Evident, cu cît numărul punctelor P_k este mai mare, cu atît hărţile regionale locale sau totale $(R + L)$, sînt mai exacte.

Metodica are avantajul că pentru un domeniu prospectat la suprafaţă $(z = 0)$ se poate obţine o hartă la nivelul $z = h$ oricît de mare dorim în funcţie de mărimea domeniului D ales.

Procedeul II. Acest procedeu diferă de precedentul prin ordinea aplicării metodelor programării liniare şi Monte-Carlo.

Cu consideraţiile expuse anterior referitor la domeniul D şi transformările de coordonate (3.7), propunem rezolvarea integralei duble din relaţia (3.1) cu ajutorul metodei Monte-Carlo.

Pentru cele p puncte ce cad în domeniul D, se scriu valorile funcţiei de integrat

$$f(\xi_k, \zeta_k;\ x, y) = \frac{g(\xi_k, \zeta_k)}{r_k^3}$$

pentru x şi y daţi. Se calculează apoi media valorilor f:

$$\bar{f} = \frac{1}{p} \sum_{k=1}^{p} \frac{g(\xi_k, \zeta_k)}{r_k^3}$$

pentru fiecare x, y daţi; relaţia (3.1) se va scrie

$$\bar{g}(x, y) = \frac{h}{2\pi N} \sum_{k=1}^{p} \frac{g(\xi_k, \zeta_k)}{r_k^3} + \varepsilon. \tag{3.13}$$

Pentru fiecare punct $Q(x_l, y_l,)$ cu $l = 1, 2,\ldots, m$ din domeniul cercetat în planul $z = 0$, pentru care s-au măsurat valorile $\bar{g}(x, y)$ se obţine cîte o ecuaţie de tipul (3.13).

Am notat prin ε abaterile probabile dintre valorile măsurate $\bar{g}(x, y)$ și cele calculate cu ajutorul relației aproximative din membrul doi.

Cu cît numărul de puncte aleatoare $P(\xi_k, \zeta_k)$ din domeniul D este mai mare, cu atît aproximația de forma (3.13) este mai bună.

Problema ce se cere rezolvată este de a afla necunoscutele $g(\xi_k, \zeta_k)$, $k = 1, 2, \ldots, p$, care realizează aproximația cea mai bună, adică acele necunoscute care realizează fie minimul sumei abaterilor patratice

$$\text{minim} \sum_{l=1}^{m} \varepsilon_l^2,$$

fie minimul sumei abaterilor absolute, adică

$$\text{minim} \sum_{l=1}^{m} |\varepsilon_l|,$$

și deci o problemă de programare liniară. Coeficienții necunoscutelor sistemului de ecuații liniare de forma (3.13) sînt

$$B_{lk} = \frac{h}{2\pi N} \cdot \frac{1}{r_{lk}^3},$$

care se calculează ușor pentru punctele date (x_l, y_l) din planul $z = 0$ și punctele aleatoare (ξ_k, ζ_k) din domeniul D al planului $z = h$.

Valorile $g(\xi_k, \zeta_k)$ $k = 1, 2, \ldots, p$ determină harta continuată la nivelul $z = h$.

În funcție de necesitățile practice se poate utiliza unul din procedeele descrise mai sus. Procedeul I are avantajul că soluția problemei de programare liniară la care se ajunge furnizează dintr-odată nu numai valorile cîmpului continuat în semispațiul inferior, ci și separarea efectelor regionale și locale.

Superioritatea acestor procedee față de cele clasice rezidă în operativitatea mărită datorită calculului integralelor prin metoda Monte-Carlo, precum și din programarea cu ușurință la mașinile electronice de calcul.

De asemenea eroarea de aproximare a valorilor integralelor ce intervin în formulele coeficienților necunoscutelor poate fi evaluată.

4. REZOLVAREA PROBLEMEI DIRECTE CU AJUTORUL METODEI MONTE-CARLO

Prin același procedeu de rezolvare a integralelor multiple, descris în problema precedentă, se pot rezolva cu ușurință integralele ce intervin în problema directă pentru forme diferite ale corpurilor geologice.

Cum această problemă face obiectul unei lucrări separate, nu vom descrie aici procedeul practic de calcul, acesta nedeosebindu-se esențial de cel descris în cazul continuărilor analitice.

CONCLUZII

Scopul acestei lucrări a fost de a prezenta cîteva observații generale asupra semnalelor geofizice, de a face un studiu critic al metodelor statistice de efectuare a separărilor efectelor regionale, de a prezenta pe scurt unele lucrări efectuate.

S-a dat o atenție mai mare problemei continuărilor analitice, deoarece constituie un mod cu totul nou de modelare și rezolvare, un procedeu original, care utilizează metoda Monte-Carlo și algoritmele programării liniare.

Evident, aceste probleme nu epuizează mulțimea problemelor rezolvate cu ajutorul statisticii matematice sau care se vor mai rezolva în viitor.

Primit la redacție la 30 mai 1968

BIBLIOGRAFIE

1. Constantinescu, L. et al., *Prospecțiuni geofizice*. I. Edit. tehnică, București, 1964.
2. Fetcu., E., D. Zorilescu, Gh., Mirică, *Estimarea cu ajutorul teoriei statisticii matematice a conținuturilor medii de cenușă în stratele de cărbuni pe baza înregistrării curbei gama natural*. Bul. geologic al Min. Minelor, *2* (1967).
3. Fraser, S. Grant, *A theory for the Regional Correction of Potential Field Data*. Geophysics, **19**, *1*, 24—45 (1954).
4. Hammersley, I. M. D. C. Handscomb, *Monte Carlo Methods*. Londra, 1964.
5. Ianăș, M., D. Zorilescu, *Utilizarea programării liniare la obținerea anomaliilor regionale și locale din harta Bouguer*. St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, **5**, *2* (1967).
6. Ianăș, M., D. Zorilescu, *Some application of the linear programming within Gravimetry*. Pure and applied Geophysics, **70**, II (1968).
7. Matheron, G., *Traité de géostatistique appliquée*. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, *4* (1962).
8. Metropolis, N., S., Ulam, *The Monte Carlo Method*. J. Amer., Statist. Assoc., **44**, 335—341, (1949).
9. Mihoc, Gh., *Sur l'application de la méthode de Monte Carlo aux processus pour apprendre*. Rev. math. pures et appl., **8**, 337—347 (1963).
10. Mihoc, Gh., I. Nădejde, *Programarea matematică*. I. Edit. științifică, București, 1967.
11. Onicescu, O., *Nombres et systèmes aléatoires*. București, Paris, 1964.
12. Stoka, M., Theodorescu R., *Probabilitate și geometrie*. Edit. științifică, București, 1966.
13. Zorilescu, D., *Analiza statistică a legăturilor dintre parametrii fizici și geologici ai rocilor*. St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geofizică, *1* (1968).

METODE STATISTICE DE ANALIZĂ A DATELOR SEISMICE

DE

M. SĂCUIU [1]) şi D. ZORILESCU [2])

1. INTRODUCERE

Experienţa a dovedit că numai o mică parte din fenomenele naturale care intervin în aplicaţii se supun legii normale, sau unor legi simetrice. Foarte adesea fenomene economice, psihologice geologice, seismice etc. se supun unor legi de repartiţie în general asimetrice şi se pune problema folosirii unor transformări pentru a aduce repartiţia asimetrică, în general mai puţin studiată, la o altă repartiţie, bine cunoscută şi, în general, tabelată de preferinţă la legea normală. În acest caz problema se pune în modul următor.

Punctele (x, u_p) de pe diagrama frecvenţelor ce se repartizează asimetric în jurul unei anumite curbe teoretice se transformă cu ajutorul unei relaţii de forma

$$u = f(x)$$

ceea ce înseamnă că funcţia de repartiţie va fi

$$G(x) = \Phi(f(x))$$

şi deci densitatea

$$g(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(f(x))^2}{2}} f'(x).$$

În lucrarea de faţă considerăm cazul cînd $f(x) = \log x$, adică cazul legii lognormale, pentru studiul cutremurelor de pămînt produse de centrul Vrancea. Se studiază repartiţia magnitudinilor, se dă o relaţie pentru determinarea numărului de cutremure folosind un proces Poisson, apoi se studiază corelaţia magnitudinilor cu timpul dintre două cutremure suc-

[1]) Institutul de matematică, Bucureşti, Str. M. Eminescu Nr. 47
[2]) ICEMIN, Bucureşti, Calea Victoriei Nr. 220

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZICĂ, TOM. 6, NR. 2, P. 281–302, BUCUREŞTI, 1968

cesive, după care se introduc o serie de indici seismici ce caracterizează focarul respectiv, indici foarte utili în diferite domenii de activitate socială.

2. REPARTIŢIA MAGNITUDINILOR

Urmărind declanşarea cutremurelor de pământ produse de un anumit focar, constatăm că ele se succed în mod aleator.

Putem spune că puterea unui cutremur de pământ este caracterizată în focar prin magnitudinea lui, magnitudine care, datorită condiţiilor concrete de producere a unui cutremur, la un moment dat are o valoare bine determinată şi nealeatoare, dar care datorită caracterului aleator de producere în timp a cutremurelor poate fi asimilată cu o variabilă aleatoare. Prin urmare sîntem îndreptăţiţi să folosim limbajul probabilistic şi tehnicile statisticii matematice în studiul unor astfel de „variabile seismice".

Măsurătorile pe care ne vom baza în tot cuprinsul acestei lucrări se referă la magnitudinile cutremurelor produse de centrul Vrancea între anii 1937—1962, şi pe care le-am luat din lucrarea [2].

Datele acestor măsurători le-am grupat pe intervale conform cu tabela 1.

Tabela 1

Nr. crt.	Interval de magnitudine	Frecvenţa	Frecvenţa relativă	Procente %	Observaţii
1	2,30—2,79	6	0,016	1,6	
2	2,80—3,19	10	0,026	2,6	
3	3,20—3,39	36	0,096	9,6	
4	3,40—3,59	51	0,135	13,5	
5	3,60—3,79	43	0,114	11,4	
6	3,80—3,99	56	0,149	14,9	
7	4,00—4,19	46	0,122	12,2	
8	4,20—4,39	30	0,079	7,9	
9	4,40—4,59	36	0,096	9,6	
10	4,60—4,79	19	0,051	5,1	
11	4,80—4,99	14	0,037	3,7	
12	5,00—5,19	10	0,026	2,6	
13	5,20—5,39	9	0,024	2,4	
14	5,40—5,59	6	0,016	1,6	
15	5,60—7,50	5	0,013	1,3	
	Total	377		100,0	

Reprezentînd grafic frecvenţele înregistrate, obţinem, după cum se vede în figura 1, o curbă a frecvenţelor asimetrică.

Va trebui să căutăm legea de repartiţie asimetrică căreia i se supune acest fenomen. Facem ipoteza că datele de observaţie provin dintr-o lege lognormală.

Testarea lognormalităţii repartiţiei magnitudinilor cutremurelor de pământ o vom face cu ajutorul criteriului χ^2.

Estimăm mai întîi parametrii repartiţiei, $\log \gamma$ şi σ cu ajutorul relaţiilor

$$\log \gamma = \frac{\sum_{i=1}^{k} n_i \log x_i}{\sum_{i=1}^{k} n_i}$$

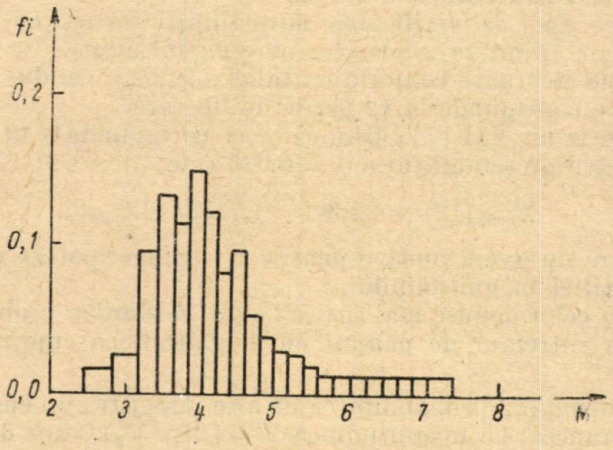


Fig. 1

Tabela 2

Nr. crt.	Intervalele de magnitudine	Frecvenţele	$\log x_i$	$n_i \log x_i$	$\log x_i - \log \gamma$	$(\log x_i - \log \gamma)^2$	$n_i(\log x_i - \log \gamma)^2$	Observaţii
1	2,30—2,79	6	0,40654	2,43900	—0,19337	0,03739	0,22434	
2	2,80—3,19	10	0,47712	4,77120	—0,12275	0,01507	0,15070	
3	3,20—3,39	36	0,51851	18,66636	—0,08136	0,00662	0,23832	
4	3,40—3,59	51	0,54407	27,74757	—0,05580	0,00311	0,15861	
5	3,60—3,79	43	0,56820	24,43260	—0,03167	0,00100	0,04300	
6	3,80—3,99	56	0,59106	33,09936	—0,00881	0,00008	0,00448	
7	4,00—4,19	46	0,61278	28,18788	0,01291	0,00017	0,00782	
8	4,20—4,39	30	0,63347	19,00410	0,03360	0,00113	0,03390	Se ia ca valoare x_i mijlocul intervalului respectiv
9	4,40—4,59	36	0,65321	23,51556	0,05334	0,00284	0,10224	
10	4,60—4,79	19	0,67210	12,76990	0,07223	0,00522	0,09918	
11	4,80—4,99	14	0,69020	9,66280	0,09033	0,00816	0,11424	
12	5,00—5,19	10	0,07570	7,07570	0,10770	0,01160	0,11600	
13	5,20—5,39	9	0,72428	6,51852	0,12441	0,01548	0,13932	
14	5,40—5,59	6	0,74036	4,44216	0,14049	0,01974	0,11844	
15	5,60—7,50	5	0,76343	3,81715	0,16356	0,02675	0,13375	
		377						

şi

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^{k} n_i (\log x_i - \log \gamma)^2}{\sum_{i=1}^{k} n_i - 1},$$

calculele fiind conduse după tabela 2.

Se trece apoi la verificarea normalităţii repartiţiei variabilei aleatoare $\log X$, X fiind variabila aleatoare magnitudine.

Calculele efectuate conform cu tabela 3 ne-au condus la un $\chi^2_{\text{calculat}} = 21{,}7183$, ce corespunde la 12 grade de liberate.

Din tabela nr. VII [7] găsim că χ^2 ce corespunde la 12 grade de libertate şi la pragul de semnificaţie $q = 0{,}025$ este

$$\chi^2_{0{,}025}(12) = 23{,}3 > 21{,}7183 = \chi^2_{\text{calculat}}$$

şi prin urmare nu avem motive pentru a respinge ipoteza de lognormalitate a repartiţiei magnitudinilor.

Pe baza celor deduse mai sus se poate determina probabilitatea de a înregistra un cutremur de pămînt cu magnitudinea cuprinsă între două limite date.

Aşa de exemplu probabilitatea de a se înregistra un cutremur produs de centrul Vrancea, cu magnitudinea $M \in [M_1, M_2]$, este dată de relaţia

$$P(M_1 \leqslant M \leqslant M_2) = \frac{\log e}{\sqrt{2\pi}\, 0{,}067} \int_{M_1}^{M_2} \frac{1}{x} e^{-\frac{(\log x - 0{,}59987)^2}{2\cdot(0{,}067)^2}} dx,$$

relaţie ce se mai poate pune şi sub forma

$$P(M_1 \leqslant M \leqslant M_2) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{\frac{\log M_1 - 0{,}59987}{0{,}067}}^{\frac{\log M_2 - 0{,}59987}{0{,}067}} e^{-\frac{z^2}{2}} dz = \Phi\left(\frac{\log M_2 - 0{,}59987}{0{,}067}\right) -$$

$$- \Phi\left(\frac{\log M_1 - 0{,}59987}{0{,}067}\right),$$

unde $\Phi(\cdot)$ este funcţia lui Laplace care este tabelată şi deci uşurează mult calculele.

Întrucît măsurători complete s-au făcut după anul 1954 şi în acelaşi timp putem evita seria de replici ce au însoţit cutremurul din 10 noiembrie 1940, replici ce ar putea denatura caracterul real al fenomenului, vom verifica ipoteza de lognormalitate a repartiţiei magnitudinilor pentru intervalul de timp 1954—1962.

După aceeaşi metodologie s-a întocmit tabela 4 pentru calculul mediei şi dispersiei logaritmului magnitudinilor, găsindu-se

$$\log \gamma = 0{,}57688 \quad , \quad \sigma = 0{,}06814,$$

valori ce diferă foarte puţin de $\log \gamma = 0{,}59987$ şi $\sigma = 0{,}067$, determinate pentru perioada 1937—1962.

Tabela 3

Nr. crt.	Intervalul de magnitudine	n_i	$\log x_i$	$\log x_i - \log \gamma$	$z_i = \frac{\log x_i - \log \gamma}{\sigma}$	$\varphi(z_i)$	$p_i = \varphi(z_i) - \varphi(z_{i-1})$	np_i	$n_i - np_i$	$(n_i - np_i)^2$	$\frac{(n_i - np_i)^2}{np_i}$	Observații
1	2,30—2,79	6	0,44560	—0,15427	—2,30	—0,48928	0,01072	4,04	1,96	3,8416	0,9509	am luat log 2,79
2	2,80—3,19	10	0,47712	—1,12275	—1,83	—0,46638	0,02290	8,63	1,37	1,8769	0,2175	
3	3,20—3,39	36	0,51851	—0,08136	—1,21	—0,38686	0,07952	29,98	6,02	36,2404	1,2088	
4	3,40—3,59	51	0,54407	—0,05580	—0,83	—0,29673	0,09013	33,98	17,12	293,0944	8,6255	
5	3,60—3,70	43	0,56820	—0,03167	—0,47	—0,18082	0,11591	43,70	—0,70	0,4900	0,0112	
6	3,80—3,99	56	0,59106	—0,00881	—0,13	—0,05172	0,12910	48,67	7,33	53,7289	1,1040	
7	4,00—4,19	46	0,61278	0,01291	0,19	0,07535	0,12707	47,91	—1,91	3,6481	0,0761	
8	4,20—4,39	30	0,63347	0,03360	0,50	0,19146	0,11611	43,77	—13,77	189,6129	4,3320	
9	4,40—4,59	36	0,65321	0,05334	0,80	0,28814	0,09668	36,45	—0,45	0,2025	0,0056	
10	4,60—4,79	19	0,67210	0,07223	1,08	0,35993	0,07179	27,06	—8,06	64,9636	2,4007	
11	4,80—4,99	14	0,69020	0,09033	1,35	0,41148	0,05156	19,44	—5,44	29,5936	1,5223	
12	5,00—5,19	10	0,70757	0,10770	1,61	0,44630	0,03481	13,12	—3,12	9,7344	0,7420	
13	5,20—5,39	9	0,72428	0,12441	1,86	0,46856	0,02226	8,39	0,61	0,3721	0,0444	
14	5,40—5,59	6	0,74036	0,14049	2,10	0,48214	0,01358	5,12	0,88	0,7744	0,1513	
15	5,60—7,50	5	0,81291	0,21304	3,18	0,49926	0,01712	6,45	—1,45	2,1025	0,3260	
		377									21,7183	

Tabela 4

Calculul mediei şi dispersiei magnitudinilor pentru perioada 1954–1962

Nr. crt.	Intervalul de magnitudine	n_i	$\log x_i$	$n_i \log x_i$	$\log x_i - \log \gamma$	$(\log x_i - \log \gamma)^2$	$n_i(\log x_i - \log \gamma)^2$
1	2,30–2,79	6	0,40654	2,43924	−0,17034	0,02901	0,17406
2	2,80–3,19	6	0,47712	2,86272	−0,09976	0,00995	0,05970
3	3,70–3,39	13	0,51851	6,74068	−0,05837	0,00340	0,04429
4	3,40–3,59	18	0,54407	9,79326	−0,03281	0,00107	0,02044
5	3,60–3,79	17	0,56820	9,65940	−0,00868	0,00007	0,00127
6	3,80–3,99	16	0,59106	9,45696	0,01418	0,00020	0,00320
7	4,00–4,19	12	0,61278	7,35336	0,03590	0,00129	0,01548
8	4,20–4,39	11	0,63347	6,96817	0,05659	0,00320	0,03520
9	4,40–4,59	9	0,65321	5,87889	0,07633	0,00583	0,04664
10	4,60–4,79	5	0,67210	3,36050	0,09522	0,00906	0,04530
11	4,80–5,39	6	0,70757	4,24542	0,13069	0,01780	0,10248
	Total	119		68,64941			0,54806

Cu ajutorul acestor parametri s-a întocmit tabela 5 pentru verificarea ipotezei de lognormalitate cu ajutorul criteriului χ^2.

Deoarece $\chi^2_{calculat} = 5{,}25 < 17{,}5 = \chi^2_{0{,}025}(8)$, nu avem nici un temei să respingem ipoteza făcută.

Calculînd magnitudinea medie pe baza relaţiei

$$E(M) = \gamma\, e^{\frac{\sigma^2}{2}},$$

găsim, în cazul cînd s-a folosit întreaga perioadă 1937–1962

$$E(M) \simeq 3{,}99,$$

iar pentru perioada 1954–1962

$$E(M) \simeq 3{,}78.$$

Această magnitudine medie este o caracteristică a focarului studiat reprezentînd o estimaţie a valorii aşteptate. Pentru valoarea reală a magnitudinii medii vom determina intervalul de încredere care o acoperă cu o probabilitate dată.

În statistica matematică, pentru un prag de semnificaţie $q = 0{,}05$ se determină următorul interval de încredere pentru media unei colectivităţi normale :

$$\left[E(\log M) - 1{,}96\,\frac{\sigma}{\sqrt{n}};\quad E(\log M) + 1{,}96\,\frac{\sigma}{\sqrt{n}}\right].$$

Tabela 5

Verificarea lognormalității repartiției magnitudinilor pentru perioada 1954–1962

Nr. crt.	Interval de magnitudine	n_i	$\log x_i$	$\log x_i - \log \gamma$	$z_i = \frac{\log x_i - \log \gamma}{\sigma}$	$\varphi(z_i)$	$p_i = \varphi(z_i) - \varphi(z_i - 1)$	np_i	$n_i - np_i$	$(n_i - np_i)^2$	$\frac{(n_i - np_i)^2}{np_i}$
1	2,30–2,79	6	0,44560	−0,13128	−1,93	−0,47320	0,02680	3,19	2,81	7,8961	2,47
2	2,80–3,19	6	0,47712	−0,09976	−1,47	−0,42972	0,04398	5,23	0,77	0,5929	0,11
3	3,20–3,39	13	0,51851	−0,05837	−0,85	−0,30134	0,12688	15,09	−2,09	4,3681	0,29
4	3,40–3,59	19	0,34407	−0,03281	−0,84	−0,18439	0,11795	14,03	4,97	24,7009	1,74
5	3,60–3,79	17	0,56820	−0,00868	−0,13	−0,05172	0,13267	15,79	1,21	1,4641	0,04
6	3,80–3,99	16	0,59106	0,01418	0,21	0,08317	0,13489	16,05	−0,05	0,0025	0,00
7	4,00–4,19	12	0,61278	0,03590	0,53	0,30194	0,11877	1413 I	−2,13	4,5369	0,32
8	4,20–4,39	11	0,63347	0,05659	0,83	0,29673	0,09479	11,28	−0,28	0,0784	0,01
9	4,40–4,59	8	0,65321	0,07633	1,12	0,36864	0,07121	8,55	−0,55	0,3025	0,03
10	4,60–4,79	5	0,67210	0,09522	1,40	0,41924	0,05060	6,02	−1,02	1,0404	0,17
11	4,80–5,39	6	0,70757	0,13069	1,92	0,47257	0,05333	6,34	−0,34	0,1156	0,02
	Total	119									5,25

Pentru perioada 1937—1962 se obţine intervalul [0,59399 ; 0,60675], iar pentru 1954—1962, intervalul [0,56512 ; 0,58864].

3. MODELAREA FENOMENULUI DE PRODUCERE A CUTREMURELOR CU AJUTORUL UNUI PROCES DE NAŞTERE

Să presupunem că numărul de cutremure dintr-o perioadă de timp dată este independent de numărul de cutremure produse într-o altă perioadă, disjunctă de precedenta. Acest lucru este valabil dacă se iau în consideraţie numai şocurile principale (eliminîndu-se replicile şi roiurile de cutremure).

Dacă notăm cu $P_n(t)$ probabilitate de a avea n cutremure în intervalul de timp $(0, t)$ şi dacă presupunem că sînt satisfăcute condiţiile

$$P_1(\Delta t) = \lambda(t)\,\Delta t + o(\Delta t), \tag{1}$$

adică probabilitatea de a se produce un cutremur în intervalul de timp Δt este proporţională cu lungimea intervalului Δt şi cu o funcţie $\lambda(t)$ plus un termen $o(\Delta t)$ pentru care $\lim\limits_{\Delta t \to 0} \dfrac{o(\Delta t)}{\Delta t} = 0$,

$$P_{n \geqslant 2}(\Delta t) = o(\Delta t), \tag{2}$$

unde prin $P_{n \geqslant 2}(\Delta t)$ am notat probabilitatea de a avea două sau mai multe cutremure în intervalul de timp Δt,

$$P_0(\Delta t) = 1 - \lambda(t)\,\Delta t + o(\Delta t) \tag{3}$$

(notaţia este evidentă şi în plus (3) este o consecinţă a ipotezelor (1) şi (2)).

Cu aceste notaţii, ţinînd seama de ipotezele făcute, obţinem următoarea relaţie :

$$P_n(t + \Delta t) = P_n(t)\,P_0(\Delta t) + P_{n-1}(t)\,P_1(\Delta t) + \sum_{j=2}^{n} P_{n-j}(t)\,P_j(\Delta t),$$

care, ţinînd cont de (1), (2), (3), se poate scrie

$$\begin{aligned} P_n(t + \Delta t) = {} & P_n(t)\,[1 - \lambda(t)\,\Delta t + o(\Delta t)] + \\ & + P_{n-1}(t)\,[\lambda(t)\,\Delta t + o(\Delta t)] + o(\Delta t) \end{aligned} \tag{4}$$

sau

$$\frac{P_n(t + \Delta t) - P_n(t)}{\Delta t} = -\lambda(t)\,P_n(t) + \lambda(t)\,P_{n-1}(t) + \frac{o(\Delta t)}{\Delta t}. \tag{5}$$

Trecînd la limită pentru $\Delta t \to 0$ obţinem ecuaţia diferenţială a procesului

$$P_n'(t) = -\lambda(t)\,P_n(t) + \lambda(t)\,P_{n-1}(t), \qquad n = 0, 1, 2, \ldots, \tag{6}$$

cu

$$P_{-1}(t) \equiv 0.$$

Soluția unei ecuații de tipul (6) se obține prin recurență.

Pentru $n = 0$ avem

$$P_0'(t) = -\lambda(t) P_0(t),$$

cu soluția

$$P_0(t) = e^{-\int_0^t \lambda(u)\,du}$$

Pentru $n = 1$ avem

$$P_1'(t) = -\lambda(t) P_1(t) + \lambda(t) P_0(t),$$

a cărei soluție este

$$P_1(t) = \int_0^t \lambda(u_1)\,du_1\, e^{-\int_0^t \lambda(u_0)\,du_0}.$$

Continuînd raționamentul pentru $n > 1$ se obține soluția generală a ecuației diferențiale a procesului:

$$P_n(t) = \int_0^t \left\{\lambda(u_n)\int_0^{u_n}\left[\lambda(u_{n-1})\int_0^{u_{n-1}}\left(\lambda(u_{n-2})\int_0^{u_{n-2}} \ldots \lambda(u_2)\int_0^{u_2}\lambda(u_1)\,du_1 \ldots\right.\right.\right.$$

(7)

$$\left.\left.\left. \ldots du_{n-3}\right) du_{n-2}\right] du_{n-1}\right\} du_n\, e^{-\int_0^t \lambda(u_0)\,du_0}.$$

Dacă presupunem că $\lambda(t) = \lambda > 0$ (constantă), atunci relația (7) devine în urma unui calcul simplu

$$P_n(t) = \frac{(\lambda t)^n}{n!} e^{-\lambda t}, \qquad n = 0, 1, 2, , \ldots \tag{8}$$

De aici tragem concluzia că variabila aleatoare X (care dă numărul de cutremure pe intervalul $(0, t)$) urmează o lege Poisson de parametru λt.

Cum

$$E(X) = \sum_{n=0}^{\infty} n P_n(t) = \sum_{n=0}^{\infty} n \frac{(\lambda t)^n}{n!} e^{-\lambda t} = \lambda t,$$

rezultă că numărul mediu de cutremure pe intervalul $(0, t)$ este $E(X) = \lambda t$.

Se poate alege un interval de timp unitar, de exemplu un an, și în funcție de aceasta se pot defini diferite caracteristici numerice referitoare la seismicitatea centrului Vrancea.

Se știe că dacă numărul de evenimente dintr-un interval de timp dat, urmează o lege Poisson, atunci repartiția intervalului de timp dintre două evenimente consecutive este o repartiție exponențială, cu parametrul λ și reciproc.

Așadar este suficient să verificăm ipoteza că repartiția intervalului de timp dintre două cutremure succesive este exponențială pentru a

Tabela 6

Repartiția intervalului de timp dintre două cutremure succesive perioada 1954–1962 ($M \geqslant 0$)

Nr. crt.	Intervalul de timp	n_i	$n_i\ x_i$	$x_i - \bar{x}$	$(x_i-\bar{x})^2$	$n_i\ (x_i-\bar{x})^2$	$F(x)$	n_i cum.	$nF(x)$	$D = n_i$ cum. $- nF(x)$	Observații
1	0–10	39	195	−24,2	586,64	22839,96	0,288	39	34,3	4,7	
2	10–20	21	315	−14,2	201,64	4234,44	0,493	60	58,7	1,3	
3	20–30	20	500	− 4,2	17,64	352,80	0,639	80	76,0	4,0	$q = 0{,}05$
4	30–40	13	455	5,8	33,64	439,32	0,743	93	88,4	4,6	$p = 1-q = 0{,}95$
5	40–50	4	180	15,8	249,64	998,56	0,817	97	97,2	−0,2	$\lambda = 1{,}36$
6	50–60	7	385	25,8	665,64	4659,48	0,870	104	103,5	0,5	$\sqrt{n}\lambda = 14{,}82$
7	60–70	4	260	35,8	1281,64	5126,56	0,408	108	108,0	0,0	
8	70–80	4	300	45,8	2097,64	8390,56	0,934	112	111,1	0,9	$D_{max} = 4{,}7 < 14{,}82$
9	80–90	1	85	55,8	3113,64	3113,64	0,953	113	113,4	−0,4	
10	90–100	1	95	65,8	4329,64	4329,64	0,966	114	114,9	−0,9	Rezultă repartiție
11	100–110	1	105	75,8	5745,64	5745,64	0,976	115	116,1	−1,1	exponențială
12	110–120	1	115	85,8	7367,64	7361,64	0,983	116	116,9	−0,9	$f(x) = k_e^{-Kx}$
13	120–130	—	—	95,8	9177,64	—	0,988	116	117,6	−1,6	$k = 0{,}034$
14	130–140	1	135	105,8	13193,64	11193,64	0,991	117	117,9	−0,9	
15	140–150	—	—	115,8	13409,64	—	0,994	117	118,3	−1,3	$F(x) = 1-e^{-0{,}034x}$
16	150–160	1	155	125,8	15825,64	15825,64	0,996	118	118,4	−0,4	
17	160–170	—	—	135,8	18441,64	—	0,997	118	118,5	−0,5	
18	170–180	—	—	145,8	21257,64	—	0,998	118	118,7	−0,7	
19	180–190	—	—	155,8	24273,64	—	0,998	118	118,7	−0,7	
20	190–200	1	195	165,8	27489,64	27489,64	0,999	119	118,9	0,1	
	Total	119	3475			122099,16					

ajunge la concluzia amintită, referitoare la repartiţia numărului de cutremure dintr-un interval de timp.

Pentru aceasta utilizăm criteriul lui Kolmogorov.

Calculele se efectuează în conformitate cu tabela 6.

Se găseşte

$$P_{\max} = \max | n_i \text{ cumulat} - n F(x_i) | = 4{,}7 < 14{,}82 = \sqrt{n}\theta,$$

Tabela 7

Perioada 1954–1962 ($M \geq 3.5$)

Nr. crt.	Intervalul	n_i	$x_i n_i$	$n_i$cum.	$F(x)$	$nF(x)$	$D = n_i \text{cum}_i - nF(x)$	Observaţii
1	0–10	18	90	18	0,213	18,3	−0,3	s-a considerat drept x_i
2	10–20	13	195	31	0,381	32,7	−1,9	mijlocul intervalelor
3	20–30	16	400	41	0,513	44,1	−2,1	
4	30–40	8	280	55	0,617	53,0	−2,0	$m = 41.04$
5	40–50	3	135	58	0,611	60,1	−2,1	
6	50–60	8	440	66	0,793	65,6	+0,4	$f(x) = Ke^{-Kx}$
7	60–70	4	260	70	0,813	69,9	0,1	
8	70–80	6	450	76	0,853	73,3	2,7	$K = \frac{1}{m} = 0{,}0211$
9	80–90	2	170	78	0,885	76,1	1,9	$F(x) = 1 - e^{-0{,}0211\,x}$
10	90–100	1	95	79	0,909	78,2	0,8	
11	100–110	2	210	81	0,928	79,8	1,2	$q = 0{,}05$ $K(\lambda) = 1 - q = 0{,}95$
12	110–120	1	115	82	0,944	81,1	0,9	$\lambda = 1{,}36$
13	120–130	–	–	82	0,956	82,2	−0,2	$\sqrt{n}\lambda = 12{,}59$
14	130–140	1	135	83	0,965	83,0	0,0	$D_{\max} = 2{,}9 < 12.59$
15	140–150	–	–	83	0,973	83,6	−0,6	
16	150–160	1	155	84	0,978	84,1	−0,1	
17	160–170	–	–	84	0,983	84,5	−0,5	
18	170–180	–	–	84	0,987	84,8	−0,8	
19	180–190	–	–	84	0,989	85,1	−1,1	
20	190–200	1	195	85	0,992	85,3	−0,3	
21	200–210	1	205	86	0,994	85,4	0,6	
		86	3530					

ceea ce ne face să credem că nu avem motive să respingem ipoteza că funcţia de repartiţie a intervalului de timp dintre două cutremure este

(9) $$F(x) = 1 - e^{-\lambda x}, \qquad x > 0$$

cu $\lambda = 0{,}034$ în cazul nostru.

În tabela 7 am verificat aceeaşi ipoteză pentru cutremurele înregistrate cu magnitudini $M \geqslant 3{,}5$ şi am obţinut $D_{max} = 2{,}9 < 12{,}59 = \sqrt{n}\theta$ şi deci $F(x) = 1 - e^{-\lambda x}$, $x > 0$ cu $\lambda = 0{,}024$.

Tabela

$\tau_i - \tau$ \ $M_i - M$		1 −1,28	2 −0,83	3 −0,53	4 −0,33	5 −0,13
1	−24,2	[4] 123,904	[2] 40,172	[7] 89,782	[4] 31,944	[4] 12,584
2	−14,2	0	[1] 11,786	[3] 22,518	[5] 23,430	[1] 1,846
3	−4,2	0	[1] 3,486	0	[7] 9,702	[5] 2,730
4	5,8	[1] −7,424	[1] −4,814	[1] −3,074	0	[3] −2,262
5	15,8	[1] −20,224	0	[1] −8,374	0	0
6	25,8	0	0	[1] −13,674	0	[1] −3,354
7	35,8	0	[1] 29,714	0	0	0
8	45,8	0	0	0	[1] −15,114	[1] −5,954
9	55,8	0	0	0	0	0
10	65,8	0	0	0	[1] −21,114	0
11	75,8	o	0	0	0	0
12	85,8	0	0	0	0	[1] −11,154
13	95,8	0	0	0	0	0
14	105,8	0	0	0	0	[1] −13,754
15	115,8	0	0	0	0	0
16	125,8	0	0	0	0	0
17	135,8	0	0	0	0	0
18	145,8	0	0	0	0	0
19	155,8	0	0	0	0	0
20	165,8	0	0	0	0	0
	Total	[6] 96,256	[6] 20,916	[13] 87,238	[18] 28,248	[17] −19,318

Indicii notaţi în stînga sus în fiecare pătrăţel reprezintă frecvenţele absolute n_{ij}

Să cercetăm acum dacă există o legătură între intervalele de timp dintre două cutremure succesive și magnitudinile lor. În acest scop, conform cu tabelele 8 și 9, am obținut coeficientul de corelație

$$\rho = \frac{\sum_i (\tau_i - \overline{\tau})\ (M_i - \overline{M})}{n\ \sigma_\tau\ \sigma_M} = 0{,}109,$$

8

6 0,07	7 0,27	8 0,47	9 0,67	10 0,87	11 1,87	Total
4 −6,776	2 −13,068	4 −45,496	4 −64,856	2 −42,108	2 −61,468	39 64,614
1 −0,994	2 − 1,608	3 −20,022	3 −28,542	1 −12,354	1 −18,034	21 21,914
3 −0,882	3 − 3,402	0	0	0	1 −5,334	20 6,300
3 1,218	0	3 8,178	1 3,886	0	0	13 −4,298
1 1,106	1 4,266	0	0	0	0	4 −23,226
2 3,612	2 13,962	0	0	0	1 32,766	1 33,285
0	1 9,666	1 16,826	1 23,986	0	0	4 20,764
0	0	0	0	1 39,846	1 58,166	4 76,944
1 3,906	0	0	0	0	0	1 3,906
0	0	0	0	0	0	1 −21,714
0	1 20,466	0	0	0	0	1 20,460
0	0	0	0	0	0	1 −11,154
0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	1 −13,754
0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	1 109,446	0	1 109,446
0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0
1 11,606	0	0	0	0	0	1 11,606
16 12,796	12 24,192	11 −40,514	9 −65,526	5 94,830	6 6,094	119 245,214

unde s-au notat:

τ_i — intervalele de timp dintre două cutremure succesive;

$\overline{\tau}$, σ_τ — media, respectiv dispersia perioadelor de timp;

M_i — magnitudinile;

$\overline{M}$, σ_M — media, respectiv dispersia magnitudinilor.

Tabela 9

Calculul mediei și dispersiei magnitudinilor (1954–1962)

Nr. crt.	Interval de magnitudine	n_i	$n_i x_i$	$x_i - m$	$(x_i - m)^2$	$n_i(x_i - m)^2$
1	2,30–2,79	6	15,30	−1,28	1,6384	9,8304
2	2,80–3,19	6	18,00	−0,83	0,6889	4,1534
3	3,20–3,39	13	42,90	−0,53	0,2809	3,6517
4	3,40–3,59	18	63,00	−0,33	1,1089	1,9602
5	3,60–3,79	17	62,90	−0,13	0,0169	0,2873
6	3,80–3,99	16	62,40	0,07	0,0049	0,0784
7	4,00–4,19	12	49,20	0,27	0,0729	0,8748
8	4,20–4.39	11	47,30	0,47	0,2209	2,4219
9	4,40–4,59	9	40,50	0,67	0,4489	4,0401
10	4,60–4,79	5	23,50	0,87	0,7569	3,1845
11	4,80–5,39	6	30,60	1,27	1,6129	9,6774
	Total	119	455,60			40,7481

$$m = \frac{\Sigma x_i\, n_i}{\Sigma n_i} = \frac{455{,}60}{119} = 3{,}83;$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\Sigma (x_i - m)^2}{\Sigma n_i - 1}} = \sqrt{0.345323} = 0.587$$

După cum se vede s-a obținut un coeficient de corelație foarte mic, ceea ce înseamnă că între cele două variabile considerate avem sau o slabă corelație sau lipsește legătura de corelație.

Acest lucru impune verificarea unei ipoteze asupra coeficientului teoretic de corelație.

Vom testa ipoteza H_0: $\rho = 0$, cu alternativa H_1: $\rho \neq 0$.

Conform testului bazat pe transformarea z a lui Fischer, variabila $\left(z - \frac{1}{2} \ln \frac{1 + \rho_0}{1 - \rho_0}\right) \sqrt{n - 3}$ (în cazul nostru $\rho_0 = 0$) nu diferă esențial de o variabilă aleatoare $N(0,1)$.

Din

$$z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+\rho}{1-\rho} \simeq \frac{1}{2} \ln \frac{1+0{,}109}{1-0{,}109} = 0{,}109$$

și

$$z_0 = \frac{1}{2} \ln \frac{1+0}{1-0} = 0$$

obținem, pentru $n = 119$,

$$\sqrt{n-3}\,(z - z_0) = \sqrt{116} \cdot 0{,}109 = 1{,}17.$$

Pentru pragul de semnificație $\varepsilon = 0{,}05$ din tabele ce dau valorile funcției $\Phi(t)$, obținem

$$\tau_\varepsilon = 1{,}96 > 1{,}17$$

și deci admitem ipoteza $H_0 : \rho = 0$, cu pragul de semnificație $\varepsilon = 0{,}05$.

Prin urmare se poate spune că variabilele aleatoare : magnitudinea cutremurelor și intervalul de timp dintre două cutremure (neluîndu-se în seamă replicile) sînt necorelate.

Dacă dorim, putem determina și un interval de încredere pentru coeficientul teoretic de corelație.

Pentru un prag de semnificație $\varepsilon = 0{,}05$ căruia îi corespunde un $t_\varepsilon = 1{,}96$ găsim limitele de încredere

$$r - t_\varepsilon \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}} = -0{,}069,$$

$$r + t_\varepsilon \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}} = 0{,}287$$

(se vede că valoarea $\rho = 0{,}109$ este acoperită de intervalul de încredere aflat).

Se știe că, dacă două variabile aleatoare sînt necorelate, nu rezultă și independența lor și de aceea se va verifica și ipoteza de independență a variabilelor τ, M.

Conform cu valorile obținute în tabela de contingență 10, unde parantezele cuprind valorile raportului

$$\frac{n_{ij}^2}{n_{i\cdot}\, n_{\cdot j}},$$

în care n_{ij} este frecvența absolută a perechii (τ_i, M_j),

$$n_{i\cdot} = \sum_j n_{ij}\,; \qquad n_{\cdot j} = \sum_i n_{ij}\,,$$

se întocmește statistica

$$\chi^2 = n\left(\sum_{i,j} \frac{n_{ij}^2}{n_{i\cdot}\, n_{\cdot j}} - 1\right) = 78{,}778,$$

care are $f = (r-1)\,(s-1) = 90$ grade de libertate.

Tabela

Tabelă de

Nr. crt.	τ \ M	1 2,30–2,79	2 2,80–3,19	3 3,20–3,39	4 3,40–3,59	5 3,60–3,79
1	0–20	4 (0,044)	3 (0,025)	10 (0,128)	9 (0,075)	5 (0,025)
2	20–40	1 (0,005)	2 (0,020)	1 (0,002)	7 (0,083)	8 (0,114)
3	40–60	1 (0,015)	–	2 (0,028)	–	1 (0,005)
4	60–80	–	1 (0,021)	–	1 (0,007)	1 (0,007)
5	80–100	–	–	–	1 (0,028)	–
6	100–120	–	–	–	–	1 (0,029)
7	120–140	–	–	–	–	1 (0,059)
8	140–160	–	–	–	–	–
9	160–180	–	–	–	–	–
10	180–200	–	–	–	–	–
		6 (0,064)	6 (0,066)	13 (0,158)	18 (0,193)	17 (0,239)

Din tabelele pentru funcţia χ^2 găsim

$$\chi^2_{90;\,0.0} = 113{,}1$$

şi cum

$$\chi^2_{calculat} = 78{,}778 < \chi^2_{90;\,005} = 113{,}1,$$

rezultă că nu avem nici un temei să respingem ipoteza de independenţă dintre variabilele M şi τ.

Rezultatele obţinute pînă în prezent pot fi folosite pentru definirea unor indici de seismicitate sau a unor riscuri seismice pe perioade de timp date.

Înainte de a defini aceşti indici, vom determina o nouă formă a dependenţei numărului mediu anual de cutremure de o anumită magnitudine în funcţie de valoarea magnitudinei.

Pornind de la observaţia că dependenţa logaritmului numărului mediu anual de cutremure, de o anumită magnitudine, de magnitudine este o funcţie ce în plan se reprezintă ca în figura 2, cu toate limitările ce ar putea exista pentru domeniul magnitudinilor mici, datorită faptului că tehnica actuală de înregistrare este nesatisfăcătoare în acest domeniu, am considerat pentru această funcţie o expresie de forma

$$\log \lambda(M) = a + b \log M + c (\log M)^2, \tag{10}$$

unde $\lambda(M)$ este numărul mediu anual de cutremure de magnitudine M.

10

contingență

6 3,80—3,99	7 4,00—4,19	8 4,20—4,39	9 4,40—4,59	10 4,60—4,79	11 4,80—5,39	
5 (0,026)	4 (0,022)	7 (0,074)	7 (0,041)	3 (0,030)	3 (0,025)	60 (0,565)
6 (0,068)	3 (0,023)	3 (0,025)	1 (0,003)	—	1 (0,005)	33 (0,348)
3 (0,051)	3 (0,068)	—	—	—	1 (0,015)	11 (0,182)
—	1 (0,010)	1 (0,011)	1 (0,014)	1 (0,025)	1 (0,021)	8 (0,116)
1 (0,031)	—	—	—	—	—	2 (0,059)
—	1 (0,042)	—	—	—	—	2 (0,071)
—	—	—	—	—	—	1 (0,059)
—	—	—	—	1 (0,200)	—	1 (0,200)
—	—	—	—	—	—	—
1 (0,062)	—	—	—	—	—	1 (0,062)
16 (0,238)	12 (0,165)	11 (0,110)	9 (0,108)	5 (0,255)	6 (0,066)	119 (1,662)

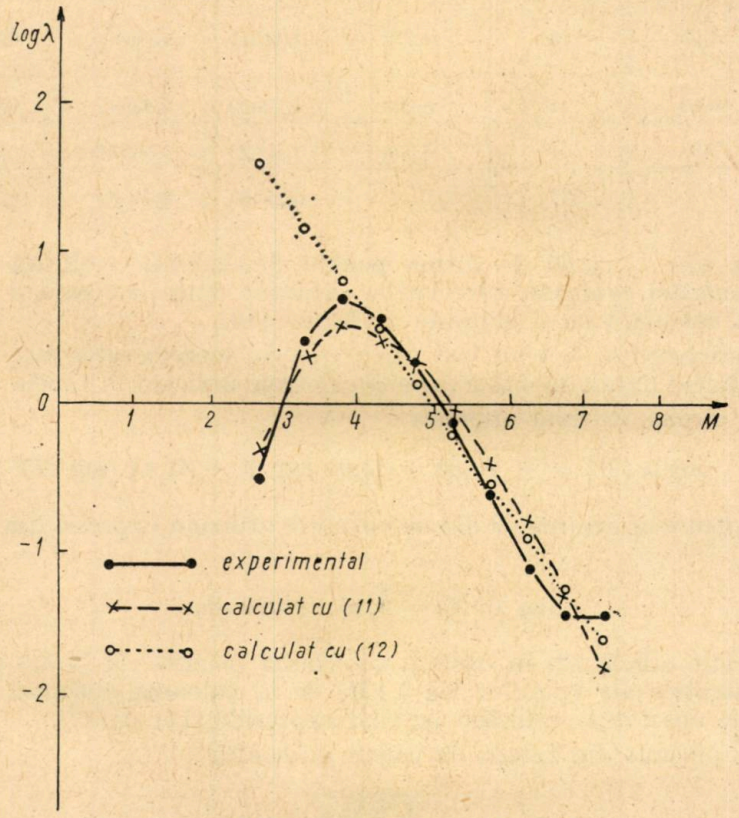


Fig. 2

Tabela

Calculul coeficienţilor relaţiei log $\lambda(M)$

Nr. crt.	M_i	n_i	$\lambda\ (M_i)$	$\log\ \lambda\ (M_i)$	$\log\ M_i$	$(\log\ M_i)^2$
1	2,65	8	0,308	−0,51145	0,42325	0,17914
2	3,25	67	2,577	0,41111	0,51188	0,26202
3	3,75	129	4,962	0,69566	0,57403	0,32951
4	4,25	96	3,692	0,56726	0,62839	0,39487
5	4,75	47	1,808	0,25720	0,67669	0.45791
6	5,25	20	0,769	−0,11407	0,72016	0,51863
7	5,75	6	0,231	−0,63639	0,75967	0,57709
8	6,25	2	0,077	−1,11351	0,79588	0,63342
9	6,75	1	0,038	−1,42022	0,82930	0,68774
10	7,25	1	0,038	−1,42022	0,86034	0,74018
		377		−3,28463	6,77959	4,78051

S-a ales o astfel de formă pentru dependenţa amintită datorită unei asemănări evidente între curba empirică dată de figura 2 şi curba teoretică calculată cu o expresie de forma (10).

Coeficienţii a, b, c au fost calculaţi prin metoda celor mai mici pătrate utilizînd datele de observaţie şi calculele indicate în tabela 11.

Se obţine în final expresia

$$\log \lambda\,(M) = -\ 10{,}39 + 37{,}01 \log M - 31{,}44\ (\log M)^2. \tag{11}$$

Pentru compararea cu datele obţinute utilizînd expresia din lucrarea [2],

$$\log \lambda\,(M) = 3{,}45 - 0{,}70\ M, \tag{12}$$

s-a întocmit tabela 12, în care se determină pentru $M \geqslant 3{,}5$ abaterile medii pătratice ale valorilor $\log \lambda\,(M)$ de la valoarea obţinută pe baza datelor de observaţie utilizînd pe rînd expresiile (11) şi (12).

S-a obţinut din tabela de calcul întocmită

$$\theta_{(11)} = \sqrt{\frac{\Sigma\Delta^2_{(11)}}{n-1}} \simeq 0{,}22$$

11

$= a+b\ \log M+C\ (\log M)^2$

$(\log M_i)^3$	$(\log M_i)^4$	$\log M_i . \log\lambda_i$	$(\log M_i)^2 \log \lambda_i$	Observaţii
0,07582	0,03209	−0,21647	−0,09162	$\Delta_0 = -0{,}05611$
0,13412	0,06865	0,21044	0,10772	$\Delta_1 = 0{,}19987$
0,18915	0,10858	0,39933	0,22923	$\Delta_2 = -0{,}16979$
0,24813	0,15592	0,35646	0,22399	$\Delta = 0{,}00540$
0,30986	0,20968	0,17404	0,11777	
0,37349	0,26898	−0,08215	−0,05916	$a = \frac{\Delta_0}{\Delta} = -10{,}39$
0,43840	0,33303	−0,48345	−0,36725	$b = \frac{\Delta_1}{\Delta} = 37{,}01$
0,50413	0,40122	−0,88622	−0,70532	$c = \frac{\Delta_2}{\Delta} = -31{,}44$
0,57034	0.47299	−1,17779	−0,97674	
0,63681	0,54787	−1,22187	−1,05122	
3,48025	2,59901	−2,92768	−2,57260	

şi

$$\theta_{(12)} = \sqrt{\frac{\Sigma\Delta^2_{(12)}}{n-1}} \simeq 0{,}16.$$

(Prin $\Delta_{(11)}$, $\Delta_{(12)}$ am notat abaterile dintre valorile $\log \lambda(M)$ dat de observaţii şi $\log \lambda(M)$ dat de (11) respectiv (12)).

Am obţinut deci abateri medii pătratice sensibil egale, ceea ce arată o bună concordanţă a celor două formule pentru $M \geqslant 3{,}5$ (fig. 2).

Însă în tot domeniul magnitudinilor $M \geqslant 0$ cele două expresii care definesc numărul mediu anual de cutremure de o anumită magnitudine diferă esenţial. S-a obţinut $\theta^*_{(11)} = 0{,}21$ şi $\theta^*_{(12)} = 0{,}75$ [3]).

Cu toate acestea se observă că datele de observaţie obţinute se grupează după o anumită lege statistică şi această lege s-a dovedit a fi legea de repartiţie lognormală.

În practică deoarece au semnificaţie cutremurele de magnitudini mai mari decît o anumită valoare şi cum pentru acestea formulele (11) şi (12) dau în general aceeaşi precizie se foloseşte mult mai comod relaţia (12). Dacă dorim totuşi să avem o informaţie asupra numărului mediu anual de cutremure înregistrabile (deci şi cutremure cu $M < 3{,}5$), atunci

[3]) Valorile $\theta^*_{(11)}$ şi $\theta^*_{(12)}$ se referă la magnitudini $M \geqslant 0$.

Tabela 12

Nr. crt.	M_i	$\log \lambda (M_i)$ calculat cu (11)	$\log \lambda (M_i)$ calculat cu (12)	$\log \lambda (M_i)$ experimental	$\Delta_{(11)}$	$\Delta^2_{(11)}$	Δ_{12}	$\Delta^2_{(12)}$
1	2,65	−0,35778	1,595	−0,51145	0,153	0,023	2,106	4,435
2	3,25	0,31000	1,175	0,41111	−0,101	0,010	0,764	0,584
3	3,75	0,49505	0,825	0,69566	−0,200	0,040	0,130	0,017
4	4,25	0,40960	0,475	0,56726	−0,157	0,025	−0,092	0,008
5	4,75	0,25761	0,125	0,25720	0,000	0,000	−0,132	0,017
6	5,25	−0,045251	−0,225	−0,11407	0,069	0,005	−0,111	0,012
7	5,75	−0,41832	−0,575	−0,63639	0,218	0,048	0,061	0,004
8	6,25	−0,84920	−0,925	−1,11351	0,264	0,070	0,188	0,036
9	6,75	−1,32015	−1,275	−1,42022	0,100	0,010	0,145	0,021
10	7,25	−1,82007	−1,625	−1,42022	−0,400	0,160	−0,205	0,042
						0,391 ($M \geqslant 0$)		5,176 ($M \geqslant 0$)
						0,358($M \geqslant 3{,}50$)		0,157 ($M \geqslant 3{,}50$)

se recomandă să se folosească relația (11), care aproximează cel mai bine, în sensul metodei celor mai mici pătrate, curba empirică.

Cu ajutorul noțiunilor date pînă acum se poate trece la definirea unor indici de seismicitate și a unor riscuri seismice. Ca prim indice de seismicitate se poate considera chiar numărul mediu anual de cutremure de o anumită magnitudine $\lambda (M)$, care se calculează cu ajutorul relației (11).

Numărul mediu de cutremure de o anumită magnitudine dintr-un interval $[0, T]$ este dat de $\lambda (M)T$, după cum rezultă din relația

$$P_n(T) = \frac{(\lambda T)^n}{n!} e^{-\lambda T}.$$

De asemenea se poate defini ca indice al seismicității unei regiuni, numărul total de cutremure de orice magnitudine ce se pot produce în intervalul $[0, T]$ măsurat în ani.

Notăm acest număr ΛT, unde

$$\Lambda = \int_0^\infty \lambda (M)\, dM \tag{13}$$

este numărul total de cutremure dintr-un an, indiferent de magnitudine.

Cum $\log \lambda (M) = a + b \log M + c (\log M)^2$,
obținem

$$\Lambda = 10^a \int_0^\infty 10^{b \log M + c (\log M)^2}\, dM. \tag{14}$$

Această integrală se poate calcula aproximativ printr-unul din procedeele cunoscute, luîndu-se integrala pe un interval finit.

În lucrarea [8] se definește ca risc seismic pentru o regiune dată și o perioadă de timp dată, probabilitatea de producere a cel puțin un cutremur distructiv. Magnitudinile de 7,5 sînt alese ca un prag referitor la calculul riscului, deoarece această valoare corespunde unei limite medii inferioare pentru cutremurele distructive.

Utilizînd relația (11) găsim

$$\log \lambda\,(7{,}5) = \overline{3}{,}92142,$$

ceea ce înseamnă

$$\lambda\,(7{,}5) = 0{,}0083. \tag{15}$$

Probabilitatea ca în intervalul de timp $[0, T]$ să aibă loc cel puțin un cutremur de magnitudine M este

$$P_1\,(M, T) = 1 - e^{-\lambda(M)T}. \tag{16}$$

În sfîrșit, se poate defini perioada medie de revenire a unui cutremur distructiv cu ajutorul formulei

$$T_{\text{med}} = \frac{1}{\lambda(M)} \qquad \text{(exprimat în ani)}.$$

Pentru $M = 7{,}5$ se obține

$$T_{\text{med}} \simeq 120 \text{ ani}.$$

Se poate calcula și perioada de revenire și pentru $\lambda\,(M \geqslant 7{,}5)$, care este

$$T_{\text{med}} = \frac{1}{\Lambda\,(M \geqslant 7{,}5)},$$

unde

$$\Lambda\,(M \geqslant 7{,}5) = \int_{7{,}5}^{\infty} \lambda(M)\,\mathrm{d}M.$$

Cu datele obținute pentru centrul Vrancea am întocmit tabela 13 care prezintă riscurile seismice pentru diverse perioade de timp T.

Se observă că pentru $T = 1$ sau 10 ani, riscul de a se produce un cutremur de magnitudine $M = 7{,}5$ (ca cel din 1940) este destul de mic. Pentru $T = 500$ ani riscul este foarte mare (o probabilitate de producere de 0,98). Considerăm ca perioada acceptabilă perioada de 100 ani, pentru care riscul seismic al unui cutremur distructiv este 0,564.

Pentru perioada de revenire $T_{\text{med}} \simeq 120$ ani, riscul este destul de mare 0,63, adică se poate prezice cu o probabilitate de 0,63 că în decurs de 120 ani de la producerea cutremurului din 1940 se va produce un nou cutremur, de o magnitudine în jurul lui 7,5.

Tabela 13

Riscurile seismice pentru M = 7,5 (Centrul Vrancea)

T (ani)	λT	$e^{-\lambda T}$	$1-e^{-\lambda T}$	P %	T (mediu)
1	0,0083	0,995	0,005	0,5	120 ani
10	0,083	0,920	0,080	8,0	
100	0,83	0,436	0,564	56,4	
120	$0,996 \simeq 1$	0,370	0,630	63,0	
200	1,66	0,183	0,817	81,7	
500	4,15	0,0158	0,9842	98,4	

Primită la redacţie la 30 mai 1968

BIBLIOGRAFIE

1. Cramér, H., *Mathematical methods of statistics*. Princeton University Press, 1946.
2. Enescu, D., Jianu D., *Determinarea magnitudinii cutremurelor adînci din Vrancea la staţiile seismografice româneşti*. St. cerc. geofiz. **1,2** (1963).
3. Hald, A., *Statistical theory with engineeering applications*. New York — London, 1952.
4. Mihoc, Gh., Firescu, D., *Statistica matematică*. Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti, 1966.
5. Onicescu, O., Mihoc, Gh., *Lecţii de statistică matematică*. Edit. tehnică, 1958, Bucureşti.
6. Petrescu, Gh., *Cutremure de pămînt*. Edit. tehnică, Bucureşti 1959.
7. Rancu, N., Tövissi, L., *Statistica matematică cu aplicaţii în producţie*. Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1963.
8. Welkner, P. M., *Statistical analysis on the earthquakes of Japan from 1926—1956*. Bull. of International Seismological Institute. **2** (1965).

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE
- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE
- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

REVISTA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE, SERIA GEOFIZICĂ

publică studii şi cercetări originale, lucrări de disertaţie şi de ansamblu, comunicări şi note din domeniile :
- geomagnetism şi prospecţiuni magnetice,
- gravimetrie,
- seismologie şi prospsecţiuni seismice,
- fizica atmosferei şi ionosferei,
- electrometrie.

Manuscrisele se vor preda în două exemplare dactilografiate la două rînduri, iar formulele vor fi scrise clar şi citeţ cu cerneală, specificîndu-se pe margine sau prin sublinieri de diferite culori caracterele de literă sau semnele speciale. Fiecare exemplar va fi însoţit de figurile şi graficele care se vor desena în tuş pe hîrtie de calc, de explicaţia figurilor, de tabele şi bibliografie. Indicaţiile bibliografice se vor da în următoarea ordine : numele complet al autorului, titlul revistei, volumul, pagina, anul (între paranteze). Pentru cărţi se va da titlul integral, editura, locul şi anul de apariţie.

P

ERATĂ

La pag.	rîndul sau tabela	în loc de:	se va citi:
178	**3** (rîndul 15, col. 4)	30066	30067
180	6	$\ldots \Delta Z = \ldots$	$\ldots \Delta F = \ldots$
182	4 (rîndul 5, col. 2, 3)	| 0 | 1,7 W.... |	| 0 1,7 W | .... |
185	5 de jos	...1 000 000 km²...	...100 000 km²...

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., seria geofizică, tom 6, nr. 2, 1968

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

R. ȘANDRU și A. ȚOPA, **Radionuclizii**, 1968.

A. CIȘMAN și colab. **Fenomene fizice în metale feromagnetice solicitate**, 1968, 151 p., 8 lei.

C. CONSTANTINESCU și A. GLODEANU, **Stări locale în semiconductori**, 1967, 436 p., 24 lei.

E. GAȘPAR și M. ONCESCU, **Introducere în radiohidrologie**, 1967, 344 p., 20,50 lei.

CARMEN SABĂU, **Schimbul ionic. Teoria și aplicațiile sale în chimia analitică**. 1967, 307 p., 12 lei.

D. N. POENARU și N. VÎLCOV, **Măsurarea radiațiilor nucleare cu dispozitive semiconductoare**, 1967, 374 p., 17 lei.

M. A. ELIAȘEVICI, **Spectroscopia atomică și moleculară** (traducere din l. rusă), 1966, 1038 p., 62 lei.

R. V. DEUTSCH, **Teoria magnetohidrodinamică în fizica plasmei**, 1966, 546 p., 29 lei.

I. URSU, **Rezonanța electronică de spin**, 1965, 413 p., 32 lei.

BICA IONESI, **Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului și valea Moldovei**, 1968, 396 p., 41 pl., 21,50 lei.

D. RĂDULESCU și R. DIMITRESCU, **Mineralogia topografică a României**, 1967, 377 p. + 1 pl., 21 lei.

AL. KISSLING, **Studii mineralogice și petrografice în zona de exoskurn de la Oena de Fier** (Banat), 1967, 172 p. + 2 pl., 9 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU și MARIA PENEȘ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pămînt din România**, 1961, 196 p. + 17 pl., 13,75 lei.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., SERIA GEOFIZ. TOM. 6, NR. 2, P. 133—302, BUCUREȘTI, 1968

I.P. I. — c. 5802

43867

Lei 25.—